

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI
DE
GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. LIII

BUCUREȘTI
1978

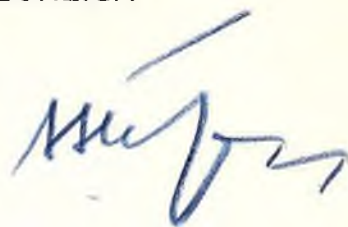


Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor



INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ



ANUARUL INSTITUTULUI
DE
GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. LIII

BUCUREȘTI
1978



Institutul Geologic al României

CONTENTS

Berza T. Mineralogical and Petrographical Study of the Tismana Granitoid Massif	5
Istrate G. Petrologic Study of the Vlădeasa Massif (Western Part)	177



CUPRINS

Berza T. Studiul mineralogic și petrografic al masivului granitoid de Tismana	5
Istrate G. Studiul petrologic al masivului Vlădeasa (partea de vest)	177



Tehnoredactor : ILONA SANDU
Traduceri : ADRIANA NĂSTASE, MARIANA BORCOȘ
Ilustrația : V. NIȚU

*Dat la cules: iunie 1978. Bun de tipar: ianuarie 1979. Tiraj: 800 ex.
Hirtie scris 1A 70×100/56 g. Coli de tipar: 18,5. Com. 1738. Pentru
biblioteci indicele de clasificare 55(058)*

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația”,
str. Brezoianu nr. 23—25, București — România.



Institutul Geologic al României

STUDIUL MINERALOGIC ȘI PETROGRAFIC AL MASIVULUI GRANITOID DE TISMANA¹

DE

TUDOR BERZA²

Sommaire

Étude minéralogique et pétrographique du Massif granitoïde de Tismana. Le Massif granitoïde de Tismana est situé dans les Carpates Méridionales, se rattachant au soubassement de l'unité tectonique alpine connue sous le nom de „l'autochtone danubien“. Ce massif est cantonné dans les schistes cristallins de la Formation de Lainici-Păiuș, une formation à dominance métapsammitique, d'âge précambrien-supérieur, métamorphisée — au moment de la mise en place des batholites qui la traversent — dans les conditions du faciès des amphibolites à cordiérite. La surface d'affleurement du Massif de Tismana, visible en dessous des dépôts plus jeunes, est d'environ 300 km² et ses contacts avec la Formation de Lainici-Păiuș, où est ainsi déterminée une zone à sillimanite épaisse d'au moins 3 km, sont en général concordants.

Le Massif granitoïde de Tismana est un corps composé, constitué par deux types pétrographiques distincts : granites porphyroïdes (à mégacristaux de 1—10 cm de microcline maximum), qui représentent environ 80% de la surface du corps, et granitoïdes équigranulaires à granulation millimétrique, représentés par de : diorites, diorites quartzifères, tonalites, monzodiorites quartzifères, granodiorites et monzonites quartzifères. Ces granitoïdes plus basiques — riches en biotite, hornblende, clinopyroxène et, moins souvent, orthopyroxène — forment des schliers, surtout dans la partie nord-ouest du pluton, et des enclaves, particulièrement dans la zone centrale de celui-ci. Leur appartenance, ainsi que celle des granites porphyroïdes, au même massif est argumentée par les traits minéralogiques, géochimiques et isotopiques communs pour les deux catégories de roches.

L'âge du Massif granitoïde de Tismana est, en vertu de ses relations avec la couverture, certainement présilurien. Les déterminations K/Ar ont indiqué des âges plus jeunes (hercyniens) pour les feldspaths potassiques et des valeurs autour de 540 mil. ans pour les biotites. Compte tenu également de la longue durée réclamée par le refroidissement

¹ Lucrare primită la 11.XII.1975, acceptată pentru publicare la 17.II.1976, comunicată la 27.II.1976 și susținută ca teză de doctorat la 1 iulie 1976.

² Institutul de geologie și geofizică, București, str. Caransebeș 1.



des granitoïdes au-dessous de 300°C, on croit pouvoir affirmer que la formation du massif aurait eu lieu à la limite Précambrien-Cambrien, comme effet de l'orogénèse cadomienne.

A partir des données minéralogiques, pétrographiques, géochimiques et de terrain, la genèse du massif est interprétée comme magmatique. Pour les granites porphyroïdes, on reconnaît aussi une phase tardive de blastèse des mégacristsaux de feldspath potassique, qui peuvent apparaître également dans les enclaves contenues par les granites. On considère l'origine sous-crustale des magmas, pour les granitoïdes équi-granulaires, tandis qu'on peut interpréter la nature des granites porphyroïdes de différentes manières, soit comme des différenciés acides du même magma basique, soit comme des produits dérivés du matériel crustal.

CUPRINS

	<u>Pag.</u>
I. Date geografice	7
II. Istoricul cercetărilor geologice din regiune	8
III. Cadrul geologic regional	12
A. Terminologia adoptată	13
B. Infrastructura precambriană a părții externe a autohtonului danubian	14
1. Formațiunea de Drăgășan	15
2. Formațiunea de Lainici-Păiuș	28
3. Relațiile dintre formațiunea de Drăgășan și formațiunea de Lainici-Păiuș	43
4. Masivele granitoide din partea externă a autohtonului danubian	47
C. Complexul filonian presilurian	49
D. Suprastructura paleozoică a părții externe a autohtonului danubian	51
E. Cuvertura sedimentară autohtonă	53
F. Cuvertura post-tectonică	54
G. Considerații tectonice	54
IV. Masivul granitoid de Tismana	56
A. Definire, limitele masivului	56
B. Mineralogia granitoidelor de Tismana	59
1. Feldspații potasici	59
2. Plagioclazii	64
3. Biotitele	66
4. Amfibolii	74
5. Piroxenii	78
6. Minerale accesorii	83
C. Petrografia granitoidelor de Tismana	84
D. Geochemia granitoidelor de Tismana	91
E. Structura masivului granitoid de Tismana și relațiile sale cu formațiunea de Lainici-Păiuș	112
F. Vîrsta masivului granitoid de Tismana	126
G. Considerații petrogenetice	133
Bibliografie	150



Prin deosebita sa complexitate chimică, mineralogică și petrografică, masivul granitoid de Tismana ocupă o poziție aparte în provincia corpurilor de granitoide asociate fundamentului cristalofilian al autohtonului Carpaților Meridionali. Deși primul studiu petrografic al granitoidelor de la Tismana (Ionescu-Bujor, 1911 a) datează dinaintea de primul război mondial, geneza lor este încă discutată, masivul Tismana fiind unul din numeroasele corpuri pe care și le dispută teoriile bazate pe aportul metasomatic, respectiv pe prezența magmelor. Rezultatele pe care le-am obținut aduc dovezi în sprijinul genezei magmatice a masivului (fenomenele metasomatice având doar o importanță secundară și locală), în acord cu regresul pe care îl înregistrează, pe plan mondial, teoria metasomatică a formării batolitelor.

Justificată de necesitatea înțelegerii masivului granitoid de Tismana în contextul său geologic, cercetarea cristalinului înconjurător ne-a condus la abordarea studiului formațiunii de Lainici-Păiuș și, ulterior, al formațiunii de Drăgșan. Ținând cont de contribuția pe care credem că am adus-o la cunoașterea stratigrafiei, metamorfismului și tectonicii acestor formațiuni, am considerat util să prezentăm, în capitolul privind cadrul geologic regional, aceste rezultate mai detaliat.

La capătul acestei etape de studiu, reprezentată prin pregătirea prezentei teze de doctorat, doresc să mulțumesc conducătorului meu științific, profesorului Virgil Iancovici, pentru sprijinul permanent și atent pe care mi l-a acordat în tot timpul cercetării și redactării. Mulțumesc de asemenea profesorilor Dan Giușcă și Grațian Cioflica pentru că mi-au încredințat, în cadrul fostului Institut de geologie și geografie al Academiei R.S.R., studiul masivului de Tismana. Profesorilor Dan Giușcă, Radu Dimitrescu și Dan Rădulescu le sînt recunoscător pentru discuțiile avute, în mai multe ocazii, asupra granitoidelor de Tismana și pentru părerile exprimate în calitate de membri ai comisiei de doctorat. De asemenea, mulțumesc tuturor colegilor care, de-a lungul acestor ani, m-au ajutat să ajung la ideile ce vor fi prezentate în continuare.

I. DATE GEOGRAFICE

Depășind puțin conturul masivului granitoid de Tismana, regiunea ce face subiectul principal al prezentei lucrări este limitată spre est de riul Bistrița, spre nord de piraiele Răchiteaia și Frumosul (afinenți ai Bistriței, respectiv Motrului), spre vest de riul Motru și spre sud de depresiunea getică. Apariția granitului de Tismana în axul anticlinalului alpin Padeș — Baia de Aramă — Ponoarele ne-a determinat să ne extindem cercetările mult spre SV, pînă la riul Coșuștea. Partea cea mai importantă a zonei cartate, situată la est de riul Motru, aparține munților Vilcan, în timp ce prelungirea sud-vestică menționată apare în podișul Mehedinți.

Cele mai mari înălțimi din regiune sînt date de Piatra Boroștenilor (1445 m) și vîrfurile Păltinei (1238 m), relieful coborînd în trepte spre sud pînă la circa 300 m, la limita cu depresiunea getică. În podișul Mehedinți, zona cercetată este situată la altitudini cuprinse între circa 300—600 m.



Principalele cursuri de apă sînt : Bistrița, cu afluenții mai importanți Răchițeaua, Geamănul, pîrîul Frasinului, pîrîul Lupului și Bistricioara ; Tismana cu Tismănița ; Pocruia cu Pocruța ; valea Cheii ; Motrul, cu afluenții Frumosul, Rîsul, Cărpinei, Valea Mare, valea Ursului, valea lui Pătru, valea Ciutei, pîrîul Runcu, valea Giula ; Brebina ; Bulba, cu afluenții valea Găinii și valea Orașului ; Coșuștea. Între Brebina și Coșuștea se dezvoltă sistemul hidrografic al lacului Zaton, ale cărui ape se infiltrează prin calcarele jurasice, pentru a reapare în bazinul Bulbei.

Văile principale — Bistrița, Tismana, Pocruia, Motrul — sînt adînc tăiate și au versanți abrupti și împăduriți. Culmile sînt în schimb domoale, adesea presărate cu poieni sau țărini, cu excepția petecelor de calcare jurasice, care apar uneori mărginite de adevărate faleze (Piatra Boroștenilor).

II. ISTORICUL CERCETĂRILOR GEOLOGICE DIN REGIUNE

Situată în partea externă a mării curburi spre sud a Carpaților Meridionali, zona Vilcan—Mehedinți începe să fie cercetată din punct de vedere geologic încă de la sfîrșitul secolului trecut. Astfel, Drăghiceanu (1885) publică o hartă geologică a județului Mehedinți la scara 1 : 450 000, pe care figurează granite la Baia de Aramă și numește granitul de Tismana ce aflurează la Ōrzești „porfire cuarțose-sienitice”. Regiunea de la est de Motru apare figurată, într-un mod destul de simplist, pe harta geologică a României la scara 1 : 800 000 pe care Drăghiceanu o publică în 1890. Confundînd rocile magmatice din autohtonul danubian și pînza de Severin cu banatitele recent descrise de von Cotta, Drăghiceanu (1890) le consideră mai noi decît sedimentarul mezozoic, pe care îl prezintă ca afectat de fenomene de contact. Ștefănescu (1888) descrie „granite porfiroide” pe plaiul Tismana și figurează pe un profil geologic masivul de calcare jurasice din Piatra Cloșanilor sînd discordant pe „șisturi ardeziene”. În aceeași perioadă, von Inkey (1891) publică un studiu al Carpaților Meridionali dintre Olt și Dunăre, separînd în „arhaic” trei grupuri de roci : gnaise granitice ; gnaise și micașisturi ; filite și șisturi cloritoase.

Cunoașterea mai detaliată a versantului sudic al Carpaților Meridionali de vest începe însă odată cu studiile întreprinse în regiune de Mrazec și Murgoci, la sfîrșitul secolului trecut și începutul secolului nostru. În numai cîțiva ani, Mrazec (1895, 1896 a, 1896 b, 1897, 1898, 1899) separă în Carpații Meridionali formațiuni mezozoice (nemetamorfozate în sud, ușor metamorfozate în nord), formațiuni paleozoice, două grupuri de șisturi cristaline și roci intruzive. Clasificarea cristalinelui în două grupuri — corespunder grupurilor II și III ale lui von Inkey — se bazează pe criterii petrografice și stratigrafice și a constituit baza interpretării lui Murgoci (1905) a structurii în pînză de șariaj a Carpaților Meridionali, rămîind valabilă pînă azi. În grupul I, inferior, Mrazec (1897, 1899) cuprinde gnaise micacee, micașisturi, amfibolite și calcare cristaline, toate cu cristalinitate ridicată, în timp ce grupul II, superior și cu cristalinitate mai redusă, este alcătuit din corneene și șisturi amfibolice cu epidot, zoizit sau clorit, șisturi cloritoase, sericitoase sau grafitoase și calcare cristaline. Vîrsta grupurilor I și II este



considerată în 1897 arhaică, respectiv paleozoic inferioară, iar în 1899 grupul I este menținut în continuare în Arhaic, grupul II corespunzând în parte Precambrianului, în parte fiind paleozoic, dar având la partea superioară un orizont alcătuit din filite cloritoase-cărbunoase, șisturi sericitoase, filite argiloase și calcare cristaline, ce aparține probabil Paleozoicului superior sau Mezozoicului inferior.

În deosebit de importanta sinteză asupra șisturilor cristaline din Carpații Meridionali pe care a prezentat-o la Congresul Internațional de Geologie de la Viena, Mrazec (1904) distinge o serie cristaloofiliană mezozoică (Latořița—Parîng—Jiu—Oslea) și o serie cristaloofiliană veche, probabil antecarboniferă și sigur antemezozoică. În cadrul acesteia, el separă cele două grupuri amintite, ajungând însă la concluzia că ele reprezintă două faciesuri metamorfice diferite ale aceleiași serii sedimentare, deși este posibil ca primul grup să fie totuși mai vechi decât al doilea.

Tot Mrazec (1898) definește masivul granitoid ce apare în bordura sudică a Carpaților Meridionali de vest ca „granit de Șușița”, precizând în 1904 că acest pluton se întinde de la valea Luncavățului (Vilcea) pînă în podișul Mehedinți. Amfibolitele din zona defileului Jiului sînt de asemenea considerate ca reprezentînd un masiv magmatic, în acest caz dioritic și metamorfozat (Mrazec, 1898, 1904).

Bazat pe clasificarea lui Mrazec și pe o bogată activitate personală, ajutat de o intuiție genială, Murgoci (1905) stabilește structura în pînză de șariaj a Carpaților Meridionali, grupul I al lui Mrazec constituind cristalinul pînzei getice, încălecată peste autohtonul format din grupul II și cuvertura lui sedimentară mezozoică.

Teza de doctorat a lui Ionescu-Bujor (1911 a) marchează primul studiu petrografic detaliat al granitoidelor din autohton. Sînt separate formațiuni sedimentare, șisturi cristaline și masivul granitic de Șușița. În cadrul acestuia, se diferențiază un înveliș gnaisic și un simbure granitic, constituit din trei tipuri de granite: tipul amfibolic, tipul Susenilor și tipul Tismana. Tot Ionescu-Bujor (1911 b) este autorul unei note în care este descrisă o corneeană cu cordierit, andaluzit și sillimanit din munții Vilcan.

După o întrerupere de aproape două decenii, studiul geologic al zonei vestice a Carpaților Meridionali reîncepe cu vigoare, datorită lui Roman, Streckeisen și grupului de doctoranzi alcătuit de Ghika-Budești, Gherasi, Manolescu și Paliuc.

Studiind regiunea dintre Baia de Aramă și valea Cernei, Roman (în Filipescu, 1931) recunoaște existența granitului de Tismana în regiunea Baia de Aramă—Orzești și consideră granitele ce apar pe Motru (în amonte de Piatra Cloșanilor) sau în Culmea Cernei, ca granit de Suseni. Șisturile cristaline apar în trei zone, atribuite atît grupului I cît și grupului II Mrazec. Considerînd lithonice calcarele cristaline străbătute de granite din bazinul Motrului Sec și afiliînd rocile eruptive din stratele de Sinaia masivului granitic subiacent, Roman îl datează implicit și pe acesta ca mai nou decît Cretacicul inferior, fără a aduce însă mai multe precizări.

Streckeisen (1930, 1931, 1934) face un studiu de ansamblu al Carpaților Meridionali, confirmînd concepția tectonică în pînză de șariaj elaborată de Murgoci (1905). Partea inferioară a grupului I Mrazec este



denumită Cristalinul Lotrului și încalecă peste grupul II Mrazec, definit ca Cristalinul Pârîngului; între ele se găsește complexul sedimentar subgetic, adesea metamorfozat dinamic. În regiunea Baia de Aramă, Streckeisen (1931) remarcă existența unei zone de alterație atmosferică preliasică la partea superioară a granitului de Tismana și apariția granitelor la Baia de Aramă, Busești și în Culmea Cernei. Amfibolitele din zona Cernei sînt considerate „diorite șistozate“, iar în fundamentul cristalin sînt amintite calcare cristaline, străbătute de granite, pe Motrul Sec și la Cerna Virfu, cuarțite și șisturi sericitoase sau micacee.

Deosebit de documentate și aprofundate, tezele de doctorat ale lui Ghika-Budești (1934), Gherasi (1937), Manolescu (1937 a) și Paliuc (1937) conduc la o mai bună cunoaștere a cristalinului autohton, sedimentarului infragetic și a cristalinului pînzei getice din munții Lotrului, Tarcu, Godeanu (nord), Vilcan (est) și Pârîng.

În estul munților Vilcan, Manolescu (1937 a) separă granitul de Sușița, seria de Lainici-Păiuș, complexul amfibolitelor, seria clastică și complexul infragetic. Între complexul amfibolitelor și seria de Lainici-Păiuș se dezvoltă zona tectonică Pasul Vulcan—Jiu—Virful Reci, alcătuită din filite grafitoase și calcare cristaline. Aceeași asociație de roci grafitoase și carbonatice este remarcată în zona virfului Reci de Paliuc (1937).

Într-o lucrare de sinteză, Manolescu (1937 b) descrie granitele de Sușița și Tismana și emite ipoteza vîrstei mai noi a celui din urmă. Pe harta geologică, granitele de Tismana apar de la Busești, în Mehedinți, pînă sub virful Piva, în Gorj, o fișie de granite de Tismana în facies gnaisic prelungindu-se însă pînă la virful Borzii Vineți, aproape de Jiu.

Cercetînd podișul Mehedinți, Codarcea (1940) identifică pînza de Severin, alcătuită din strate de Azuga, Sinaia și Comarnic, situată în poziție paraautohtonă între pînza getică și autohtonul „danubian“. În zona Busești sînt semnalate granite biotitice cu microclin, ce cornifică șisturile cristaline în care sînt injectate.

După o nouă întrerupere, studiul geologiei Carpaților Meridionali de vest este reluat cu asiduitate de Pavelescu (1953), care definește, în munții Retezat, seria de Drăgșan, de vîrstă probabil paleozoic inferioară, alcătuită dintr-un complex amfibolic și un complex sericito-cloritos, seria de Pilugu, formată îndeosebi din cuarțite, și formațiunea de Tulișa, considerată carboniferă. Gîușcă și Pavelescu (1955) publică primele analize chimice ale granitului de Tismana și susțin originea magmatică a granitoidelor de Tismana și Sușița.

În munții Pârîng, Bercia și Elvira Bercia (r 1958, r 1959)³ constată o tectonizare intensă a tonalitelor, urmată de o metasomatoză potasică, ce dă naștere granitelor porfiroide potasice, și conclud că granitul de Tismana reprezintă tonalitul de Sușița afectat de metasomatoza potasică.

În două comunicări referitoare la bazinul Motrului și regiunea Tismana—valea Bistriței, Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 a, 1962 b) fac o amănunțită descriere petrografică a seriilor de Drăgșan și Lai-

³ Citările referitoare la rapoarte nepublicate vor fi precedate de indicativul „r“. Aceste rapoarte pot fi consultate la arhiva I.G.G. și I.G.P.S.M.S.



nici-Păiuș și a granitoidelor de Sușița, Tismana și Frumosu. Granitul de Tismana este considerat a rezulta din granitoidele de Sușița, eventual și Frumosu, prin procese de autometamorfism postmagmatic. Într-o lucrare de sinteză, Codarcea și Pavelescu (1963) apreciază că toate masivele granitoide din autohton se datoresc orogenezei caledoniene, masivul Tismana fiind însă mai nou decât cel de Sușița. În articole mai noi, Pavelescu și Maria Pavelescu (1964 a, 1964 b, 1970) și Pavelescu et al. (1964) separă în autohtonul din munții Vlcan și Parîng un înveliș sedimentar, seria de Tulișa și seriile de Lainici-Păiuș și de Drăgșan (alcătuită dintr-un complex inferior amfibolitic și unul superior clorito-sericitos), ultimele două formațiuni fiind considerate sincrone și în contact tectonic.

Între anii 1963 și 1968, exceptînd bazinele superioare ale Motrului și Bistriței, munții Vlcan fac obiectul unei cartări la scara 1 : 10 000, realizată de Dimitrescu et al. (r 1963), Stan et al. (r 1964, r 1965) și Stan (r 1966) pe versantul sudic și de Solomon (r 1964, r 1965, r 1966, r 1967, r 1968) pe versantul nordic. Dimitrescu et al. (r 1963) cartează în cadrul masivului de Tismana granite de Tismana și granite de Sușița, ultimele apărînd ca septe în primele. Stan et al. (r 1964, r 1965) și Stan (r 1966) urmăresc fenomenele de migmatizare din seria de Lainici-Păiuș și granitoidele intruse în această serie, pînă în valea Jiului. Cartînd versantul nordic al munților Vlcan, Solomon (r 1964—1968; Solomon et al., 1976) interpretează altfel decât Manolescu și Pavelescu datele de teren, separînd patru cicluri geotectonice, în care iau naștere succesiv seria de Lotru, seria infracambriană (Drăgșan inferior), seria cambriană (ce îmbracă spre nord un facies sedimentogen-magmatogen, spre sud fiind sedimentogen-detritogenă) și seria de Tulișa.

În Culmea Cernei, Bercia și Elvira Bercia (r 1963) descriu granitoide de Cerna, amfibolitele seriei de Drăgșan și seria de Lainici-Păiuș, alcătuită dintr-un complex inferior blastopsamitic și unul superior carbonat.

Discutînd structura și geneza masivului granitic de Tismana, Pavelescu și Dimitrescu (1966) deosebesc în cadrul acestuia granitoide de tip Sușița și granite porfiroide de Tismana, ce le străbat pe primele, fiind rezultate în urma unei metasomatoze potasice ulterioare. Pe baza unor profile din satele Sohodol și Călugăreni, Răileanu et al. (1967) consideră că această metasomatoză depozitează afectează atribuite Permianului, indicînd deci vîrsta mai nouă a granitului de Tismana.

Bîrlea et al. (r 1967) și Bîrlea și Iancu (r 1969) separă în Culmea Cernei o serie mezometamorfică, alcătuită dintr-un complex migmatitic și un complex amfibolitic, și o serie epimetamorfică, reprezentată printr-un complex detritogen și un complex carbonatat-tufogen.

Stan (1970, 1976) face un detaliat și modern studiu fiziografic, petrografic, mineralogic și geochimic al migmatitelor din seria de Lainici-Păiuș (între Bistrița și Jiu), interpretînd metasomatic geneza acestor roci.

Cercetînd petrologia și geochimia granitoidelor din estul munților Vlcan și din munții Parîng, Savu (1970, 1972; Savu et al., 1971, 1972, 1973 a, 1973 b, 1974, r 1975) descrie migmatite arteritice, granitoidele sincinematice de Sușița și Parîng și granitoidele tardecinematice de Suseni, Bratcu,



Stănțești și Cărpiniș-Novaci. Bazat pe paragenezele cu cordierit, andaluzit și sillimanit identificate în vecinătatea masivelor granitoide, Savu (1970, 1972) apreciază metamorfismul seriei de Lainici-Păiuș ca metamorfism de contact sincinemat de presiune joasă și îl definește ca „metamorfism danubian”; în contrast cu metamorfismul barrowian al cristalinului pinzei getice.

Pe baza studiilor sale din capătul de est al autohtonului, Schuster (1972) recunoaște un ciclu baicalian vechi, în care se depun și metamorfozează seria de Lainici-Păiuș și complexul amfibolitelor, un ciclu baicalian s. str., în care ia naștere seria clastică și are loc intruziunea granitoidelor, și un ciclu hercinic. În zona Oltețului, Schuster (1973) separă în seria de Lainici-Păiuș trei complexe stratigrafice, insistând asupra fenomenelor de contact provocate de punerea în loc a granitoidelor.

Iancu (r 1972) efectuează o cartare de mare detaliu pe un perimetru restrâns din cadrul masivului granitoid de Tismana, separând mai multe faci-esuri ale acestuia și pene de paragneise asimilate. Reluând studiul geologic al Culmii Cernei, Iancu (1974) descrie seria inferioară (de Drăgșan), metamorfozată și străbătută de granitul de Cerna într-un ciclu prebaicalian, și seria superioară (de Lainici-Păiuș), cambriană, afectată de granitoide sin și tardeorogene baicaliene.

Anton (r 1973, r 1975; Anton și Medeșan, r 1972, r 1974) face un studiu mineralogic, petrografic și chimic al amfibolitelor de pe versantul nordic al munților Vilcan și Paring, pe care le consideră ca rezultând prin metamorfismul în faciesul amfibolitelor al unei stive de roci bazice, ulterior parțial retromorfozată hercinic.

Formațiunile paleozoice și mezozoice din estul podișului Mehedinți, munții Vilcan și Paring au fost cercetate de Mutihac (1964), Drăghici (1962, 1965), Pop (1973), Stănoiu (1972, 1973 a, 1976), Năstăsescu (1973, r 1973, 1976; Năstăsescu et al., r 1974, r 1975) și Solomon et al. (1976), iar tectonica părții vestice a Carpaților Meridionali a fost reinterpretată recent de Stănoiu (1973 b).

Începute printr-un prim contact cu geologia regiunii în anul 1967, studiile noastre, desfășurate între anii 1968 și 1974, s-au concretizat în lucrările semnate de Berza (r 1970, r 1971, 1972, 1975), Berza și Gheorghiescu (1970), Berza et al. (1971), Berza și Medeșan (r 1972), Medeșan și Berza (1974), Berza și Seghedi (1975 a, 1975 b), Berza et al. (r 1975, 1975), Savu et al. (r 1975 a) și prezenta teză de doctorat.

III. CADRUL GEOLOGIC REGIONAL

Masivul granitoid de Tismana este cantonat în șisturile cristaline ale formațiunii⁴ de Lainici-Păiuș și suportă o cuvertură sedimentară alcătuită din depozite atribuite Permianului și Mezozoicului; în zona de sud-vest peste aceasta este dispus tectonic cristalinul pinzei getice, în timp ce spre sud-est

⁴ Urmind recomandările celui de-al XXIV-lea Congres Geologic Internațional (Montreal, 1972), utilizăm pentru unitățile litostratigrafice importante denumirea de „formațiune”.



structura carpatică dispare sub depozitele depresiunii getice. Pentru a avea însă toate elementele necesare încadrării sale în evoluția geologică a regiunii — fenomenele sau structurile anterioare sau ulterioare punerii în loc a masivului determinând anumite particularități ale acestuia — vom expune în acest capitol, pe baza datelor existente și a observațiilor proprii, principalele aspecte ale geologiei și petrografiei părții de est a podișului Mehedinți, Culmii Cernei și munților Vilcan, aspectul cartografic al acestei regiuni fiind redat în planșa IX.

A. Terminologia adoptată

Deoarece, după cum s-a văzut în capitolul consacrat istoricului cercetărilor geologice din regiune, pentru diferitele formațiuni existente s-au folosit numeroase denumiri, cu sensuri adesea variind de la un autor la altul, vom începe prezentarea cadrului geologic regional precizând înțelesul pe care-l acordăm termenilor de mai jos.

Formațiunea de Drăgșan [= seria de Drăgșan (Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 a, 1962 b, 1964 a, 1964 b, 1970; Pavelescu et al., 1964); = complexul amfibolitelor + seria clastică (Manolescu, 1937 a, 1937 b); = complexul rocilor amfibolice (Paliuc, 1937); = seria amfibolitelor + faciesul sedimentogen-magmatogen al seriei de Lainici-Păiuș (Solomon, r 1967); = complexul amfibolitic (Stănoiu, 1973 a); = seria inferioară de Drăgșan (Iancu, 1974); = seria de Drăgșan + seria de Vulcan (Savu et al., 1973, r 1975)] este formațiunea cristalofiliană predominant amfibolitică, polimetamorfă, precambriană, dezvoltată în Culmea Cernei și nordul munților Vilcan și Paring. Pe baze stratigrafice, în cadrul ei separăm la partea inferioară complexul amfibolitelor (DG 1) și complexul gnaiselor micacee (DG 2), la partea superioară.

Formațiunea de Lainici-Păiuș [= seria de Lainici-Păiuș + cristalinul din zona tectonică Pasul Vulcan—Jiu—Virful Reci (Manolescu, 1937 a, 1937 b); = seria de Lainici-Păiuș (Pavelescu și Maria Pavelescu 1962 a, 1962 b, 1964 a, 1964 b, 1970; Pavelescu et al., 1964); = faciesul sedimentogen-detritogen al seriei de Lainici-Păiuș (Solomon, r 1967); = seria de Lainici-Păiuș + complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice (Stănoiu, 1973 a); = seria superioară de Lainici-Păiuș (Iancu, 1974)] este formațiunea cristalofiliană predominant metapsamitică, polimetamorfă, precambriană, dezvoltată în estul podișului Mehedinți, Culmea Cernei și sudul munților Vilcan și Paring.

În cadrul formațiunii de Lainici-Păiuș separăm, de jos în sus, două complexe⁵: complexul carbonato-grafitos (LP 1) [= complexul gnaiselor biotitice și amfibolitelor + complexul median (Schuster, r 1970); = complexul de gnaise biotitice cu almandin și cuarțite + complexul median, eterogen, cu nivel carbonato-grafitos (Schuster, 1973); = complexul carbonatat (Bercia și Elvira Bercia, r 1963); = complexul clorito-sericitos cu calcare și produse vulcanice bazice (Stănoiu, 1973 a); = formațiunea cambriană (Stănoiu, 1972); = formațiunea de Motru (Stănoiu,

⁵ De comun acord cu Schuster (comunicare verbală, 1974).



r 1972; Năstăseanu, r 1973); = complexul superior carbonatat-tufogen (Iancu, 1974); = cristalinul din zona tectonică Pasul Vulcan—Jiu—Virful Reci (Manolescu, 1937 a)] și complexul cuarțitelor și gnaiselor biotitice (LP 2) [= complexul de paragneise microgranoblastice și cuarțite (Schuster, 1973); = complexul blastopsamitic (Bercia și Elvira Bercia, r 1963); = seria de Lainici-Păiuș (Manolescu, 1937 a; Stănoiu, 1973 a); = complexul inferior terigen (Iancu, 1974)].

Orogeneza cadomiană [= faza cadomiană (Stănoiu, 1972); = orogeneza assyntică (Năstăseanu, r 1973); = orogeneza baicaliană (Savu, 1970; Berza, 1972); = orogen baicalian și intrabaicalian (Schuster, 1972); = orogeneza laurențian-huroniană + orogeneza assyntică (Pavelescu și Maria Pavelescu, 1970)] este orogeneza căreia îi atribuim cutarea și metamorfismul formațiunilor de Drăgșan și Lainici-Păiuș și intruziunea masivelor granitoide cantonate în aceste formațiuni.

Partea externă a autohtonului danubian (Săndulescu, 1975) este reprezentată prin porțiunea de autohton danubian ce aflurează la sud de falia Cerna-Petroșani.

Falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului⁶ [= linia tectonică Pasul Vulcan—Jiu—Virful Reci (Manolescu, 1937 a); = falia Lainici-Păiuș—Drăgșan (Berza, 1975; Berza și Seghedi, 1975 b)] este accidentul tectonic direcțional ce aduce în contact formațiunea de Drăgșan cu formațiunea de Lainici-Păiuș (sau corpurile granitoide cantonate în acestea), pe aliniamentul Virful lui Stan—muntele Oslea—Pasul Vulcan—Jiu—Virful Reci—Curmătura Oltețului.

Complexul filonian presilurian (Berza și Seghedi, 1975 b) este o suită de dyke-uri dioritice, microdioritice, microgranodioritice sau microgranitice, bine dezvoltat în bazinul Motrului, posterior orogenezei cadomiene și anterior formațiunii ordovician superior-siluriene de Valea Izvorului.

Infrastructura precambriană a autohtonului danubian [= infrastructura baicaliană (Savu, 1970)] este reprezentată, la sud de falia Cerna—Petroșani și vest de Jiu, prin formațiunile cristalofiliene de Drăgșan și Lainici-Păiuș și masivele granitoide de Culmea Cernei, Frumosu, Bîlta, Sușița, Busești, Tismana, Suseni și Brateu.

Suprastructura paleozoică a autohtonului danubian [= suprastructura hercinică (Savu, 1970)] este constituită din formațiunile epimetamorfice sau nemetamorfozate anterioare Carboniferului superior.

Cuvertura sedimentară autohtonă este nemetamorfozată, transgresivă peste infrastructura precambriană sau suprastructura paleozoică, și este alcătuită din depozite atribuite Carboniferului superior, Permianului și Mezozoicului.

Cuvertura post-tectonică se dispune atât peste autohtonul danubian, cât și peste pînza getică, fiind reprezentată prin depozite terțiare și cuaternare.

B. Infrastructura precambriană a părții externe a autohtonului danubian

Conceptele structurale de infrastructură și suprastructură, introduse în literatura geologică de Wegmann (1935, în Raguin, 1957) pentru a

⁶ Denumire adoptată de Berza și Schuster (în Savu et al., r 1975).



descrie arhitectura cristalinului din Groenlanda, sînt deosebit de utile în analiza masivelor muntoase complexe, în care se pot recunoaște mai multe discordanțe metamorfice. Astfel, în autohtonul Carpaților Meridionali ele au fost folosite de S a v u (1970) sub denumirile de „infrastructură baicaliană” și „suprastructură hercinică”. Datorită atît incertitudinilor legate de apartenența și la Cambrian a formațiunilor din infrastructură (în timp ce atribuirea lor Precambrianului superior este generală în literatura ultimilor ani), cît și faptului că efecte ale orogenezei caledoniene sînt invocate în unele cercetări asupra Paleozoicului din regiune, preferăm termenilor utilizați de S a v u (1970) echivalentele de „infrastructură precambriană” și „suprastructură paleozoică”.

1. Formațiunea de Drăgșan

La sud de falia Cerna—Petroșani (Stănoiu, 1973 b), șisturile cristaline ale formațiunii de Drăgșan se dezvoltă în Culmea Cernei, versantul nordic al munților Vilcan și munții Paring, sub forma unei fișii paralele cu limita sudică a Carpaților Meridionali de vest, lungă de circa 120 km și lată de 5—15 km. La nord de falia Cerna—Petroșani, această formațiune apare în sudul munților Retezat, regiune de unde-i provine și numele. Deși principiul priorității ar indica termenul propus de M a n o l e s c u (1937 a) „complexul amfibolitelor”, deosebirile de sferă ale acestor noțiuni și larga circulație în literatura geologică din ultimii douăzeci de ani a denumirii de formațiune „de Drăgșan”, ne conduc la preferarea ei. Formațiunea cristalo-filiană de Drăgșan, cu o grosime de cîteva mii de metri, este rezultatul metamorfismului în faciesul amfibolitelor cu almandin al unui complex vulcano-sedimentar ofiolitic și al unui complex argilos, de vîrstă precambrian superioară.

Reluarea infrastructurii precambriene în etape ulterioare a produs retro-morfismul formațiunii de Drăgșan, cu o intensitate ce descrește proporțional cu depărtarea de accidentele tectonice mai noi sau față de limita cu suprastructura paleozoică, în zonele cel mai puternic afectate de acest fenomen, rocile ajungînd la parageneze și aspecte caracteristice faciesului șisturilor verzi. Remarcînd acest aspect, M a n o l e s c u (1937 a) separă pe versantul nordic al munților Vilcan două unități: complexul amfibolitelor și seria clastică, formațiune cristalo-filiană în care predomină rocile „sedimentogene-tufo-gene” reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase cu albit, șisturi clorito-epidotice cu albit și șisturi amfibolice. Preluînd această schemă, P a v e l e s c u și M a r i a P a v e l e s c u (1962 a, 1962 b, 1964 a, 1970) disting, pe versantul septentrional al munților Vilcan și în munții Paring, în cadrul „seriei de Drăgșan”, două complexe: un complex inferior amfibolitic (complexul amfibolitelor după M a n o l e s c u) și un complex superior clorito-sericitos (seria clastică după M a n o l e s c u), idee împărtășită și de S a v u (în S a v u et al., 1973) ce descrie în munții Vilcan „seria de Drăgșan” și „seria de Vulcan (= seria clastică).

Cercetînd zona clasică în care M a n o l e s c u (1937 a) definește seria clastică, am constatat (B e r z a, 1975) existența unei singure formațiuni crista-



lofiliene, predominant amfibolitică, parțial retromorfozată în faciesul șisturilor verzi⁷, pentru care am propus menținerea în continuare a denumirii de formațiune „de Drăgșan”. Aceasta nu exclude însă, în principiu, posibilitatea existenței unor discordanțe premetamorfice, deși pînă în prezent nu am observat asemenea situații. Nivelul de conglomerate laminate atribuit seriei clastice de Manolescu (1937 a) ține de suprastructura paleozoică (Stănoiu, 1976; Năstăsescu, 1976), după cum a rectificat însuși Manolescu (1937 b).

La sud de Cerna și Jiul românesc, formațiunea de Drăgșan formează un anticlinal (Manolescu, 1937 a, 1937 b) cu flancul nordic limitat de falia Cerna—Petroșani și cu un flanc sudic bine dezvoltat, în care distingem, de jos în sus, complexul amfibolitelor (DG 1) și complexul gnaiselor micacee (DG 2).

Cu o grosime vizibilă în Culmea Cernei de circa 3000 m, complexul amfibolitelor reprezintă subunitatea cea mai importantă din punct de vedere volumetric a formațiunii de Drăgșan. Acest complex este alcătuit, în ordinea frecvenței cu care apar, din gnaise amfibolice, amfibolite, gnaise biotitice, gnaise cuarțo-feldspatice, gnaise micacee, gnaise cu disten, gnaise diopsidice, serpentinite și calcare cristaline.

*Gnaisele amfibolice*⁸ sînt termenul petrografic cel mai abundent, ocupînd circa jumătate din volumul complexului. Ele reprezintă un punct de convergență, trecerile spre amfibolite — prin scăderea conținutului în leucocrate, spre gnaisele biotitice — prin înlocuirea amfibolilor de către biotit, sau spre gnaisele cuarțo-feldspatice — prin dispariția melanocratelor, avînd loc gradat, astfel încît pot fi recunoscuți toți termenii intermediari între rocile amintite. Cu o structură granonematoblastică și o textură orientată, adeseori rubanată, gnaisele amfibolice au o granulație de circa 1—3 mm și sînt alcătuite din andezin și hornblendă \pm cuarț \pm biotit și minerale accesorii. Suprapusă peste această paragenză primară, frecvent se remarcă apariția unor minerale secundare: albit + minerale din grupa epidotului pe andezin, clorit pe hornblendă și biotit, mai rar un muscovit pe biotit, datorate retromorfismului paleozoic. Dintre mineralele accesorii: sfen, apatit și minerale opace, sfenul este deosebit de abundent, uneori atîngînd și dimensiuni considerabile. Un tip de gnais amfibolic, întîlnit pînă în prezent doar pe pîrîul Porcăreți, afluent drept al Motrului, are paragenza: cuarț + andezin An_{42} + disten + staurolit + hornblendă + gedrit? + minerale opace + biotit + apatit + almandin (Berza și Seghedi, 1975 a).

⁷ Anton (r 1975; Anton și Medeașan, r 1974) consideră, de asemenea, amfibolite retromorfozate rocile definite de Pavelescu și Maria Pavelescu (1970) „șisturi clorito-sericitoase” pe versantul nordic al munților Vilcan și Paring.

⁸ Aceste descrieri petrografice ale șisturilor cristaline din formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păuș se referă în primul rînd la zona pe care am cartat-o, situată la vest de Bistrița (vestul munților Vilcan, Culmea Cernei și podișul Mehedinți); profilele pe care le-am efectuat prin aceste formațiuni în estul munților Vilcan și datele din literatură permit însă extrapolarea acestor date pentru întreaga infrastructură a părții externe a autohtonului.



Amfibolitele ocupă de asemenea importante suprafețe în cadrul formațiunii de Drăgșan. Ele prezintă o structură granonematoblastică și o textură în general orientată, uneori rubanată, au o granulație de circa 1—5 mm și sînt formate din hornblendă și andezin \pm pistazit \pm granat \pm cuarț \pm biotit și minerale accesorii; această parageneză este înlocuită, în grade diferite, de parageniza secundară menționată la gnaisurile amfibolice. Proporțiile dintre hornblendă și plagioclaz fiind extrem de variabile, există toate tranzițiile între hornblendite, lipsite complet de plagioclaz, și gnaisurile amfibolice, unde plagioclazul este mai abundent decît hornblendă, dar tipul cel mai frecvent este dat de amfibolitele cu raportul hornblendă : plagioclaz în jur de 3 : 1. Alături de aceste minerale, în amfibolite apar frecvent granatul — în cristale rotunjite ce pot atinge pînă la 7 mm diametru, pistazitul — în cristale mari (circa 1 mm) ce se disting de mineralele epidotice secundare pulverulente, cuarțul — prezent chiar și în unele hornblendite, și biotitul. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin sfen, apatit și ilmenit și apar adeseori în proporție ridicată (2—5% din rocă) și cu dimensiuni pînă la 1 mm. Un tip mai rar, dar deosebit de spectaculos, este dat de *hornblendite*, roci de culoare neagră, alcătuite din cristale de hornblendă ce pot depăși 1 cm și un procent infim de cuarț, plagioclaz, biotit, sau minerale accesorii.

Gnaisurile biotitice formează frecvente intercalații decimetrice, metrice, sau mai mari, în cadrul formațiunii de Drăgșan, apărînd întîm asociate, prin varietăți intermediare, cu gnaisurile micacee sau cu gnaisurile amfibolice. Sînt roci cu structură granolepidoblastică și textură orientată, cu o granulație în general fină, în jur de 1 mm, și sînt alcătuite din oligoclaz sau andezin + cuarț + biotit \pm hornblendă \pm granat \pm muscovit și minerale accesorii; frecvent se observă parageniza retromorfă amintită.

Gnaisurile cuarțo-feldspatice apar mai rar, dînd intercalații decimetrice pînă la metrice în gnaisurile amfibolice sau biotitice. Au o structură granoblastică și o textură masivă, cu o granulație în jur de 1 mm. Sînt alcătuite din oligoclaz și cuarț, uneori însoțite de mici cantități de biotit, muscovit, sau minerale accesorii.

Gnaisurile micacee formează de asemenea intercalații metrice, uneori chiar decimetrice, ușor de remarcat datorită abundenței muscovitului. Sînt roci cu structură granolepidoblastică, adeseori ofalmitică datorită unor oceli milimetrice (excepțional pînă la 1—2 cm) de oligoclaz \pm cuarț, textură orientată și o granulație de 1—5 mm. Gnaisurile micacee sînt constituite din oligoclaz bazic + cuarț + biotit + muscovit \pm granat și minerale accesorii (apatit și sfen). Prin scăderea procentului de muscovit se trece la gnaisurile biotitice, între cele două tipuri existînd toți termenii de tranziție, iar prin dispariția plagioclazului apar, local, intercalații de *micașisturi*.

Gnaisurile cu disten au fost identificate într-un singur punct (Berza și Seghedi, 1975 a), pe pîrîul Porcăreți, la circa 800 m amonte de confluența acestuia cu pîrîul Păltinei. Au o structură granolepidoblastică (distenul manifestînd însă un idiomorfism pronunțat) și o textură slab orientată, granulația rocii atîngînd pînă la 2 cm. Gnaisurile cu disten sînt alcătuite din andezin An_{37} + disten + hematit cu dezamestecuri de ilmenit + staurolit + biotit + almandin + apatit.



Gnaisele diopsidice sînt de asemenea rare, intercalații decimetrice de acest tip fiind întîlnite pe pîrîul Mileanul și în bazinul Motrului Sec. Au o structură granoblastică, textură slab orientată, o granulație de 1—3 mm și sînt formate din andezin + diopsid + hornblendă ± granat ± biotit ± cuarț și sfen. Retromorfismul duce la următoarele transformări: andezin → albit + minerale din grupa epidotului, granat → clinozoizit, diopsid și hornblendă → tremolit-actinot, biotit → muscovit + sfen pulverulent.

Serpentinitele apar mai rar în Culmea Cernei (pe pîrîul Alunul), dar sînt citate în estul munților Vilcan și în munții Paring de Manolescu (1937 a), Paliuc (1937) și Solomon (r 1968). Serpentinitul de pe pîrîul Alunul are aspectul unui sill cu grosime metrică și este alcătuit din antigorit pîslor, clorit și minerale opace. Acest sill este cantonat în amfibolite hornblenditice (deschiderile insuficiente nu permit însă observarea contactelor) și aparține probabil magmatismului ofiolitic ce a generat formațiunea de Drăgșan⁹, deși nu e exclusă și o vîrstă paleozoică, iviri de serpentinite fiind citate la numai 15 km în Paleozoicul din muntele Oslea (Manolescu, 1937 b).

Calcarele cristaline sînt menționate, ca intercalații decimetrice sau metriche, în estul munților Vilcan de Manolescu (1937 a) și Solomon (r 1968) și în munții Paring de Paliuc (1937). Manolescu (1937 a) le descrie ca fiind alcătuite din calcit, plagioclaz decalcificat, pertit, cuarț, diopsid, hornblendă și sfen, iar Paliuc (1937) citează calcit, cuarț, plagioclaz, amfibol incolor și minerale opace. În Culmea Cernei, pînă în prezent nu am identificat calcare cristaline în formațiunea de Drăgșan.

Complexul gnaiselor micacee este mult mai subțire, avînd în Culmea Cernei o grosime vizibilă de la 100 m pînă la circa 300 m. Acest complex este omogen din punct de vedere petrografic, fiind alcătuit din gnaise micacee și micașturi, asemănătoare cu intercalațiile de acest tip ce apar la diferite nivele în complexul amfibolitelor, dar cu o dezvoltare mult mai largă, ce justifică separarea lor ca un complex independent. Trecerea între cele două complexe ale formațiunii de Drăgșan este rapidă (de ordinul metrilor), fiind o limită ușor de cartografiat, dar intensă laminare însoțită de retromorfism datorată mișcărilor ce au dat falia Vîrfului lui Stan — Curmătura Oltețului face greu de surprins limita exactă dintre complexul gnaiselor micacee și dyke-ul de diorite laminate instalat chiar pe planul de falie. Beneficiind de profile transversale pe structură bine deschise, am putut urmări pe direcție și carta acest complex pe circa 25 km, între valea Capra și Oslea; spre est, unde limita dintre formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păiuș apare în creasta domoală și înierbată a munților Vilcan, rocile acestui complex subțire sînt mai greu observabile, dar le-am remarcat totuși la sud de vîrfurile Sigleul Mare, Straja și Dumitra.

Gnaisele micacee au o structură granolepidoblastică, în general porfiroblastică, o textură orientată și o granulație de 1—5 mm, fiind alcătuite din andezin + cuarț + biotit + muscovit ± granat și minerale accesorii: apatit, sfen, zircon, minerale opace. Ocelii ce imprimă structura porfiroblastică sînt din andezin, uneori concreșcut diabolic cu o proporție variabilă de cuarț,

⁹ În acest caz parageneza actuală este datorată retromorfismului paleozoic.



și apar învăluiți în pături micacee, separate de fișii fin granulare de cuarț și andezin. Uneori, acești oceli cuarțo-feldspatici ating 1—2 cm, constituind un neosom migmatic. Aspecte de acest tip, ce apar și în intercalațiile de gnaise micacee sau biotitice din complexul amfibolitelor, pot fi confundate cu niște conglomerate, mai ales atunci cînd rocile sînt afectate de laminări ulterioare.

Scăzînd conținutul în andezin, se trece, prin toate tipurile intermediare, la *micașisturi*. Acestea sînt roci cu structură lepidoblastică, textură orientată și granulație 1—3 mm, formate din cuarț + muscovit + biotit ± andezin ± granat și minerale accesorii. Iancu (1974) citează în micașisturi din Culmea Cernei și staurolit, probabil din roci aparținînd complexului gnaiselor micacee, deși existența unor intercalații micacee în complexul amfibolitelor nu trebuie scăpată din vedere.

Pegmatitele, ce apar frecvent în complexul DG 2, sînt leucocrate, cu o granulație centimetrică și au o compoziție simplă, fiind alcătuite din oligoclaz + cuarț ± muscovit.

Gnaisele amfibolite și amfibolitele formează intercalații metrice la decametrică, întrucîtul asemănătoare cu echivalentele lor din complexul amfibolitelor, avînd parageneza andezin + hornblendă.

Natura materialului premetamorfic al formațiunii de Drăgășan a fost pînă în prezent divers interpretată. Mrazec (1898, 1904) consideră amfibolitele ca reprezentînd diorite cuarțifere, aspectul rubanat și șistozitatea fiind imprimate de structura rocilor înconjurătoare. Streckeisen (1930), Manolescu (1937 a, 1937 b) și Paliuc (1937) preiau această concepție; observînd intercalații de cuarțite și calcare cristaline cu diopsid, Manolescu (1937 a) le descrie ca enclave din formațiunea de Lainici-Păiuș, metamorfizate termic de diorit; după metamorfismul masivului dioritic, ce este transformat în „complexul amfibolitelor“, se pune în loc corpul granitic de Sușița. Pavelescu (1953) consideră formațiunea de Drăgășan din munții Retezat de origine sedimentară, fiind alcătuită din depozite marnoase, argiloase, grezoase și calcaroase, cu intercalații de tufuri vulcanice, iar metamorfismul ei a avut loc înaintea intruziunii granodioritelor de Retezat și Buta. Pavelescu și Maria Pavelescu (1964 a) consideră de asemenea formațiunea de Drăgășan din munții Retezat și Vilcan ca fiind formată din depozite marnoase, argiloase, grezoase, dar recunosc și existența unor intercalații de tufuri vulcanice și a unor corpuri eruptive bazice și ultrabazice. Bazați pe considerente petrochimice, Anton și Medesșan (r 1974; Anton, r 1975) subliniază importanța materialului eruptiv bazic în alcătuirea formațiunii de Drăgășan.

Cu unele excepții, aspectele de afloriment sugerează, pentru majoritatea tipurilor petrografice azi observabile în formațiunea de Drăgășan, o geneză sedimentară. Astfel, făcînd abstracție de rubanările la scară milimetrică, ce pot fi atribuite și diferențierii metamorfice, profilele bine deschise prin formațiunea de Drăgășan pun în evidență o alternanță decimetrică, metrică, sau la scară mai mare, de pachete de gnaise amfibolice, amfibolite, gnaise cuarțo-feldspatice, gnaise biotitice sau micacee etc., unele nivele mai



importante putînd fi urmărite, în funcție de scara cartării, pe distanțe considerabile. Această situație indicînd un proces de sedimentare, rămîne deschisă problema naturii petrografice a materialului ce a generat gnaisele amfibolice și amfibolitele: tufuri intermediare și bazice sau marne? Slaba dezvoltare a calcarelor cristaline în formațiunea de Drăgășan și deosebita abundență a sfenului și ilmenitului în amfibolite sugerează însă (Manolescu, 1937 a; Anton și Medeșan, r 1974) o origine tufogenă, nefiind totuși exclusă și existența unor paraamfibolite.

Tot în formațiunea de Drăgășan pot fi frecvent observate intercalații metrice sau mai mari, omogene, de amfibolite hornblenditice, hornblendite, sau serpentinite, ce nu au extinderi mari pe direcție, reprezentînd probabil sill-uri de roci bazice sau ultrabazice.

Pe baza acestor observații, pentru rocile metamorfice descrise mai sus, sugerăm următoarele origini: tufite și tufuri intermediare și bazice → gnaise amfibolice și amfibolite; argile → gnaise biotitice sau micacee, gnaise cu disten, micașturi; marne → gnaise diopsidice; calcare impure → calcare cristaline cu silicați; arcoze → gnaise cuarțo-feldspatice; roci bazice și ultrabazice → hornblendite și serpentinite. În acest caz, complexul amfibolitelor apare ca un complex vulcano-sedimentar ofiolitic, cu sill-uri de roci bazice și ultrabazice, iar complexul gnaiselor micacee reprezintă echivalentul metamorfic al unui complex argilos.

Vîrsta formațiunii de Drăgășan nu poate fi precizată în momentul de față, dar unele aprecieri în această chestiune pot fi făcute pe baza a mai multor elemente. Astfel, cele mai vechi depozite discordante stratigrafice și metamorfice pe formațiunea de Drăgășan din partea externă a autohtonului danubian sînt reprezentate prin formațiunea de Coarnele, atribuită de Stănoiu (1976) Ordovicianului, eventual și Silurianului inferior, prin paralelizare cu formațiunea fosiliferă de valca Izvorului (Stănoiu, 1973 a). După Năstăsescu (1976), conglomeratele dispuse peste amfibolite în Coadă Oslei sînt de vîrstă siluriană. Datele de vîrstă izotopică obținute pe roci din formațiunea de Drăgășan se rezumă la o determinare prin metoda K/Ar efectuată de Soroiu et al. (1970) pe un amfibolit din munții Paring, ce a indicat o vîrstă regenerată alpin de 149 ± 11 milioane de ani.

În munții Almăjului, Bercia și Elvira Bercia (1975) consideră formațiunile cristalofiliene mezometamorfice de Ielova, Mraconia și Neamțu de vîrstă precambrian medie, atribuindu-le ciclului dalslandian. Visarion (r 1975) identifică în formațiunea de Neamțu o asociație filoplanctonică pe care o datează ca proterozoică. Din tabelul 3 al lucrării citate reiese însă, datorită unor forme ca *Riffenites* sp. și *Lophominuscula* sp., că această asociație indică Proterozoicul superior. În seria amfibolitelor de Măru (Gherasi et al., 1968), Visarion (r 1975) identifică forme fitoplanctonice care apar în Proterozoicul superior (Rifean) și Infracambrian. Pe baza acestor date, și ținînd cont de asemănarea de litologie premetamorfică și de metamorfism (faciesul amfibolitelor cu almandin) dintre formațiunea de Drăgășan și forma-



țiunile cristalofiliene precambriene din autohtonul Banatului citate¹⁰, atribuim formațiunea de Drăgșan Precambrianului superior (Rifeanului?).

Metamorfismul formațiunii de Drăgșan a fost diferit interpretat. Astfel, Mrazec (1904) include formațiunea de Drăgșan din munții Vilcan și Paring în grupul II, considerînd amfibolitele metadiorite, dar zona de la vest de Oslea (Culmea Cernei) este atribuită grupului I, situație rectificată de Murgoci (1905), ce trece întreaga arie ocupată de această formațiune la grupul II. Streckeisen (1931), Manolescu (1937 a, 1937 b) și Paliuc (1937) consideră amfibolitele metadiorite din cristalinul epizonal de Paring (grupul II Mrazec). Pavelescu (1953) arată caracterul poli-metamorfic al formațiunii de Drăgșan, inițial metamorfozată în condiții de mezozonă și ulterior, în momentul punerii în loc a masivelor granitoide, diaftorizată. Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b) consideră formațiunea de Drăgșan metamorfozată în faciesul albit-epidot amfibolitic, eventual chiar amfibolitic, ridicarea masivelor granitoide dînd o retromorfoză ulterioară. Bercia (1968) și Schuster (1972) susțin însă o ipoteză contrarie: complexul amfibolitic a fost inițial metamorfozat în faciesul șisturilor verzi, pentru a fi apoi remetamorfozat în subfaciesurile cuarț—albit—epidot—almandin și staurolit—almandin. Pavelescu și Maria Pavelescu (1970) și Anton (r 1975, Anton și Medeșan, r 1974) stabilesc pentru amfibolitele de pe versantul nordic al munților Vilcan și Paring subfaciesul staurolit—almandin, concluzie împărtășită și de Iancu (1974) și Berza și Seghedi (1975 a) pentru rocile amfibolitice din Culmea Cernei.

Formațiunea de Drăgșan (în accepțiunea discutată mai sus) este o formațiune polimetamorfozată, complexul vulcano-sedimentar ofiolitic și cel argilos fiind afectate, în diverse sectoare, de una, două sau trei faze de metamorfism. În ordinea succesiunii lor, considerăm că acestea sînt: metamorfism regional progresiv în faciesul amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit—almandin; metamorfism termic și metasomatic — în vecinătatea masivelor granitoide; retromorfism în faciesul șisturilor verzi — pe anumite alinamente tectonice sau în zonele învecinate cu suprastructura paleozoică.

Faza de metamorfism regional progresiv în subfaciesul staurolit—almandin are drept rezultat metamorfozarea complexului vulcano-sedimentar ofiolitic în complex al amfibolitelor și, respectiv, a celui argilos în complex al gnaiselor micacee. Deși această fază este generală pentru întreaga regiune ocupată de formațiunea de Drăgșan, paragenezele astfel formate sînt șterse, parțial sau total, în zonele amintite mai sus.

Mineralele index și paragenezele index care permit încadrarea fazei de metamorfism regional progresiv în faciesul amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit—almandin (Winkler, 1966), respectiv stadiul mediu de metamorfism (Winkler, 1970) sînt: staurolit, disten + staurolit, andezin + hornblendă + almandin, diopsid + plagioclaz.

Staurolitul, identificat în intercalațiile metapelitice ale formațiunii de Drăgșan din Culmea Cernei (Iancu, 1974; Berza și Seghedi, 1975 a)

¹⁰ Asemănarea cu formațiunea de Ielova, în care Mărunțiu (1976) identifică gnaise cu disten, este cea mai frapantă.



este elementul hotărîtor pentru recunoaşterea subfaciesului ce-i poartă numele. Asemenea celorlalte minerale index, el este însă arareori conservat, fiind în general pseudomorfozat de minerale secundare.

Parageneza disten + staurolit a fost întâlnită în Culmea Cernei (Berza şi Seghedi, 1975 a). Distenul formează cristale pînă la 2 cm; pe seama lui iau naştere, într-o etapă ulterioară, agregate sericitice.

Parageneza andezin + hornblendă + almandin este un element important pentru recunoaşterea extinderii regionale a faciesului amfibolitelor cu almandin, respectiv a stadiului mediu de metamorfism, deoarece coexistenţa andezinului cu hornblendă în cadrul faciesului sisturilor verzi este posibilă doar la presiuni coborîte, la care însă nu se poate forma almandinul (Winkler, 1966). Recunoaşterea acestei parageneze este dificilă, deoarece plagioclazul apare în general decalcificat, sub forma unui albit întesat cu microlite de minerale din grupa epidotului sau calcit; hornblendă este de asemenea frecvent înlocuită de termeni din seria tremolit-actinol sau clorit, iar granatul este spart şi cloritizat. În Culmea Cernei, am identificat însă parageneza andezin An_{42} + hornblendă + granat, în timp ce Manolescu (1937 a) determină în gnaisele amfibolice cu granat din estul munţilor Vîlean andezin An_{30-35} . Pe lângă această parageneză complexă, dată fiind prezenţa frecventă a granatului¹¹ în formaţiunea de Drăgşan, aceeaşi valoare index o are şi asociaţia andezin + hornblendă, mult mai uşor de identificat: An_{34} + hornblendă (Pavelescu şi Maria Pavelescu, 1962 a), An_{40-45} + hornblendă (Paliuc, 1937), An_{38} + hornblendă (Anton şi Medeşan, r 1974).

Semnalată de Pavelescu şi Maria Pavelescu (1962 a) şi de Anton şi Medeşan (r 1974) şi observată şi de noi în Culmea Cernei, parageneza diopsid + plagioclaz (andezin saussuritizat) indică de asemenea faciesul amfibolitelor (Winkler, 1966).

Mineralele şi paragenezele index menţionate aparţin indiscutabil faciesului amfibolitelor cu almandin. Generalizarea acestui facies pentru întreaga formaţiune de Drăgşan din partea externă a autohtonului danubian este justificată de caracterul regional al paragenezei andezin (eventual decalcificat) + hornblendă. Precizarea cu toată certitudinea a subfaciesului staurolit—almandin este posibilă doar în Culmea Cernei, unde a fost identificat staurolitul. Parageneza plagioclaz An_x + hornblendă fiind însă un indicator termic sensibil (în condiţiile unei X_{CO_2} reduse), constanţa compoziţiei andezinului — An_{35-45} — în arealul ocupat de formaţiunea de Drăgşan este un element ce permite aprecierea fazei de metamorfism regional progresiv ca desfăşurată în toată zona de aflorare la nivelul subfaciesului staurolit—almandin.

Aprecierea condiţiilor de PT în care a decurs această fază este în funcţie de modelul experimental ales pentru referinţă, încercările de laborator dînd rezultate diferite (Althaus, 1967, 1969; Richardson et al., 1969; Holdaway, 1971). Parageneza cea mai semnificativă: andezin An_{42} +

¹¹ Faptul că granatul din formaţiunea de Drăgşan este un termen bogat în almandin a fost dovedit de analizele făcute de Kasper (1973).



hornblendă + disten + staurolit (Berza și Seghedi, 1975 a) indicind pe diagrama *PT* construită de Winkler (1970) minimum 630°C și 8 kb după datele experimentale ale lui Althaus (1967) și minimum 600°C și 5,2 kb după modelul lui Richardson et al. (1969), putem considera că faza de metamorfism regional progresiv a decurs la temperaturi de circa 600°C și presiuni de circa 6—9 kb.

Ținând cont de vîrsta proterozoică superioară pe care am acceptat-o pentru formațiunea de Drăgșan, considerăm această fază de metamorfism ca datorată orogenezei cadomiene, fără a putea însă preciza vreuna din fazele acestei orogeneze (Graindor, 1965).

În formațiunea de Drăgșan sînt cantonate masivele granitoide de Retezat, Buta (Pavelescu, 1953), Culmea Cernei (Manolescu, 1937 b; Bercia și Elvira Bercia, r 1963; Iancu, 1974; Savu et al., r 1975) și Parîng (Paliuc, 1937; Savu et al., 1975). Aceste corpuri migmatizează și metamorfozează termic învelișul cristalin, zonele învecinate plutonilor suferind astfel un al doilea metamorfism. Faptul că faza de metamorfism regional este anterioară punerii în loc a granitoidelor este indicat de enclavele de amfibolite cu șistozitatea diferit orientată, observate de noi în zonele marginale din nordul masivului de Culmea Cernei și citate de Pavelescu (1953) în corpurile de Retezat și Buta și de Paliuc (1937) în plutonul din munții Parîng, deși o ipoteză diferită a fost prezentată de Bercia și Elvira Bercia (r 1963), Iancu (1974) și Savu (1970), ce consideră corpurile de Culmea Cernei, respectiv Parîng, sincinematice.

În afara masivelor menționate, formațiunea de Drăgșan este străbătută de numeroase filoane de granitoide, în general de dimensiuni reduse, centimetrice pînă la metrice. Deși uneori acestea intersectează șistozitatea de stratificație S_1 , cel mai adesea ele se insinuează stromatitic pe ea, contribuind astfel la aspectul „rubanat” al aflorimentelor; natura leucocrată asemănătoare le face greu de deosebit în teren de gnaisele cuarțo-feldspatice, dar studiul microscopic indică clar structuri magmatice. Din punct de vedere petrografic, aceste injecții — cel puțin în Culmea Cernei, unde le-am studiat — sînt granodiorite, tonalite sau diorite cuarțifere leucocrate, alcătuite din plagioclaz + cuarț + biotit ± feldspat potasic ± hornblendă, asemănătoare granitoidelor de Culmea Cernei. Uneori ele ating însă dimensiuni considerabile, pe valea Dobrota un astfel de sill granodioritic, cu o grosime de peste 100 m, putînd fi urmărit pe direcție peste 4 km. În sudul Culmii Cernei, datorită abundenței acestor injecții, Iancu (1974) separă un complex migmatic, alcătuit din masivul granitoid de Culmea Cernei și zonele de amfibolite injectate învecinate. Aceste aspecte: asemănarea petrografică, textura în general masivă și corelația pozitivă dintre apropierea de pluton și abundența injecțiilor, ne fac să atribuim aceste injecții corpului de Culmea Cernei. Nu este însă exclus ca o parte din migmatite să fie însă sinmetamorfice (legate de faza de metamorfism regional progresiv), asemănător pegmatitelor și ocelilor cuarțo-feldspatici amintiți la descrierea petrografică a formațiunii de Drăgșan.

Metamorfismul termic exercitat de masivele granitoide asupra sisturilor cristaline ale formațiunii de Drăgșan este menționat de Pavelescu și



Maria Pavelescu (1964 a) în vecinătatea plutonului Buța și de Paliuc (1937) în aureola celui de Paring; în zona învecinată masivului de Culmea Cernei apar gnaise amfibolice și amfibolite, dar paragenza andezin + hornblendă realizată în faza de metamorfism regional progresiv fiind stabilă și în noile condiții de *PT*, aceste roci sînt identice cu cele din zonele mai îndepărtate.

Intercalațiile metapelitice și metacarbonatice din vecinătatea corpului granitoid de Paring, studiate de Paliuc (1937), sînt însă revelatoare pentru condițiile în care a decurs a doua fază de metamorfism. În regiunea cabanei turistice Paring, Paliuc descrie corneene alcătuite din plagioclaz, cuarț, sillimanit, biotit, muscovit, turmalină (ce evidențiază un aport de bor), epidot, zoizit și minerale opace, calcare cristaline cu diopsid, tremolit, granat și skarne formate din diopsid, granat și plagioclaz.

Cu rezervele necesare oricărei extrapolări a datelor experimentale la condițiile din natură, parametrii fizici ai acestei faze de metamorfism de contact pot fi apreciați pe baza apariției în aceeași zonă a sillimanitului și a paragenzei diopsid + calcit,¹² în condițiile stabilității muscovitului și în absența fenomenelor de anatexie. Luînd drept referință modelul experimental al lui Winkler (1970) — figura 1, se observă că spațiul din cîmpul *PT* ce întruște aceste pat. condiții este limitat de liniile de echilibru ce marchează stabilitatea sillimanitului, a paragenzei diopsid + calcit și a muscovitului și începutul anatexiei în roci pelitice.¹³ Pe baza acestui model, putem aprecia că în vecinătatea masivelor granitoide, formațiunea de Drăgășan a fost metamorfozată termic la circa 650°C (temperatura scăzînd proporțional cu creșterea distanței de la pluton) și 5 kb, condiții corespunzînd faciesului amfibolitelor cu cordierit, subfaciesul sillimanit—cordierit—muscovit—almandin (Winkler, 1966), respectiv stadiului mediu de metamorfism (Winkler, 1970).

Neglijînd aspectul cifric al chestiunii, din amplasarea paragenzelor descrise în cîmpul *PT* (fig. 1), este evident că metamorfismul de contact exercitat de masivele granitoide se deosebește de faza de metamorfism regional progresiv nu din punctul de vedere al temperaturilor, sensibil apropiate, ci din punct de vedere baric. Aceasta explică și dificultatea identificării fenomenelor de contact în amfibolite, în condițiile unei presiuni parțiale de CO_2 scăzute paragenza plagioclaz An_x + hornblendă fiind sensibilă la diferențele de temperatură, dar nefiînd influențată de presiune (Winkler, 1970), astfel încît amfibolite nu recrystalizează.

¹² Deoarece după Winkler (1970) această paragenză nu apare, pentru temperaturi sub 700°C, decît la presiuni mici sau moderate, este normal să o atribuim fazei de metamorfism termic, metamorfismul regional al formațiunii de Drăgășan fiind de presiune ridicată (barrowian). Winkler (1966) menționează însă paragenza diopsid + calcit și pentru subfaciesul staurolit — almandin (B 2.1.); remarcînd această contradicție, luăm totuși în considerație lucrarea mai documentată publicată în 1970.

¹³ Dacă granatul descris de Paliuc (1937) în „corneenele cu granat” este almandin, cîmpul se reduce sensibil, almandinul neformîndu-se la presiuni mai mici de circa 5 kb (Winkler, 1966).



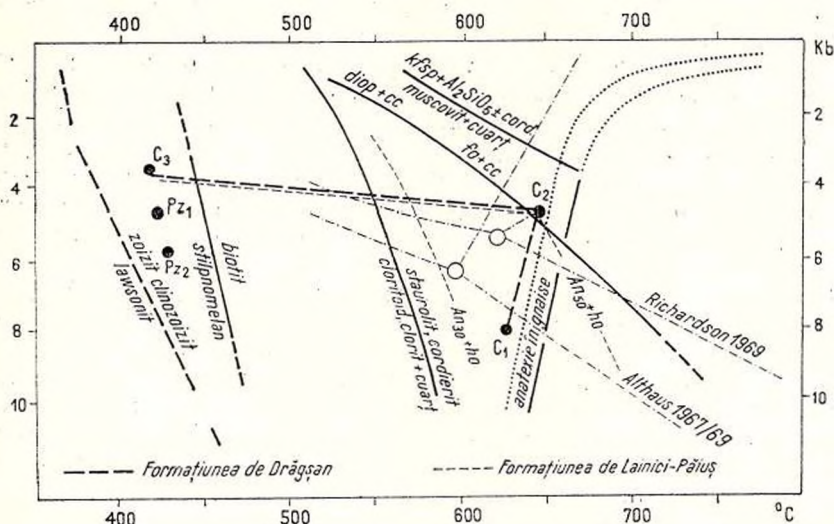


Fig. 1. — Evoluția formațiunilor de Drăgășan și Lainici-Păiuș în cimpul PT. C_1 , metamorfism regional în subfaciesul staurolit-almandin; C_2 , metamorfism de contact; C_3 , autoretromorfism cadomian; Pz_1 , retromorfism dinamic paleozoic; Pz_2 , retromorfism regional paleozoic. Izogradele după Winkler (1970). Evolution of the Drăgășan and Lainici-Păiuș formations in the PT field. C_1 , regional metamorphism in the staurolite — almandine subfacies; C_2 , contact metamorphism; C_3 , Cadomian autoretromorphism; Pz_1 , Paleozoic dynamic retromorphism; Pz_2 , Paleozoic regional retromorphism. Isogrades according to Winkler (1970).

Diferența de presiune dintre cele două faze de metamorfism depinzând de valoarea minimă la care se apreciază că este stabil distenul fazei regionale progresive (faza de metamorfism de contact fiind mai precis încadrată la circa 5 kb), se obține o valoare de 1—2 kb după datele lui Richardson et al. (1969), respectiv 3—4 kb după Althaus (1969). Această descărcare de presiune¹⁴ — observabilă în primul caz, deosebit de mare în al doilea caz — poate fi considerată ca indicând: a) punerea în loc a masivelor granitoide are loc după o reducere a stressului, presiunea totală rămasă, ce determină paragenezele de contact, tinzând să se confunde cu presiunea litostatică; b) de la o fază de metamorfism la alta, componenta de stress este constantă, deci scăderea presiunii totale se datorează reducerii presiunii lito-

¹⁴ Faptul că distenul a fost identificat pînă în prezent doar în Culmea Cernei, iar faza de metamorfism de contact de presiune mică a fost evidențiată pe baza datelor lui Paliuc (1937) din munții Paring, pune problema unei linii izobare între cele două regiuni, ambele parageneze fiind considerate sincrone în acest caz. Agmatitele cu blocuri diferit orientate de amfibolite indică însă punerea în loc a masivelor granitoide ulterior metamorfismului regional, astfel încît nu acceptăm această ipoteză.

statice, sugerînd astfel o eroziune substanțială a catenei; c) orice combinație a acestor două situații extreme.

După cum se observă, prima interpretare necesită o reducere de stress, iar a doua o perioadă de timp apreciabilă. Pînă la obținerea unor date de teren și experimentale mai concludente, ce vor face mai exactă aprecierea cifrică a acestei descărcări de presiune, pentru a se preciza dacă ea depășește sau nu valoarea ce poate fi atribuită stressului, semnalăm doar existența ei, ce sugerează o diferență în timp semnificativă între faza de metamorfism regional progresiv și faza de metamorfism de contact datorată punerii în loc a masivelor granitoide.

Din punct de vedere structural, în vecinătatea masivului granitoid de Culmea Cernei, cu excepția orientării haotice a blocurilor de amfibolite din agmatitele ce apar în nordul corpului, nu am remarcat aspecte diferite față de șisturile cristaline mai îndepărtate; zona din nord-estul munților Paring descrisă de Paliuc (1937) pare a fi mai propice unor astfel de studii. În lipsa lor, apreciem că șistozitatea S_2 a acestei faze coincide cu S_1 — șistozitatea primei faze (ce este la rîndul ei paralelă cu stratificația), explicînd astfel interpretarea masivelor de Culmea Cernei și Paring ca sincinematice de către Bercia și Elvira Bercia (r 1963) Iancu (1974) și Savu (1970; Savu et al., 1975).

În lipsa unor date privind vîrsta granitoidelor de Culmea Cernei și Paring — despre care se poate doar afirma că sînt anterioare Ordovicianului, respectiv Silurianului, ținînd cont de orizontarea Paleozoicului din partea externă a autohtonului danubian efectuată de Stănoiu (1976), respectiv Năstăsescu (1976) — atribuim faza de metamorfism de contact (deci intruziunea masivelor granitoide) tot orogenezei cadomiene.

A treia fază principală de metamorfism ce a afectat formațiunea de Drăgșan este un retromorfism în faciesul șisturilor verzi. Remarcată încă de Mrazec (1898), care constata că fenomenele dinamice au accentuat șistozitatea, situația este exprimată cît se poate de clar de Pavelescu (1953): „...deși rocile cele mai frecvente din această serie se prezintă astăzi sub faciesul sericito-cloritos, găsim totuși numeroase intercalații de amfibolite cu epidot, reci izofaciale în zona de metamorfism biotitică sau granatiferă”. Pavelescu (1953; Pavelescu și Maria Pavelescu, 1964 a) pune însă acest retromorfism în legătură cu mișcările de ridicare ale masivelor granitoide. Savu (1970) evidențiază în formațiunea de Lainici-Păiuș un „autoretromorfism”, ce are loc la sfîrșitul fazei baicaliene, și un „alloretromorfism sau retromorfism dinamic”, ce reprezintă efectul în infrastructură al epimetamorfismului hercinic al suprastructurii. Berza (1975) separă însă două etape de retromorfism paleozoic al formațiunii de Drăgșan: una dinamică, presiluriană, datorată mișcărilor ce au dat falia Virful lui Stan — Curmătura Olteului, și una regională, probabil hercinică.

Recunoașterea a două etape de retromorfism paleozoic¹⁵ al formațiunii de Drăgșan este impusă de constatarea că zonele cele mai afectate de acest

¹⁵ În formațiunea de Lainici-Păiuș, Savu (1970) consideră că „autoretromorfismul sau retromorfismul static” are loc la sfîrșitul fazei de metamorfism progresiv, datorîndu-se soluțiilor sinmetamorfice tîrzii sau celor degajate de granitoidele baicaliene. Volu-



fenomen sînt cele învecinate faliei Vîrful lui Stan—Curmătura Oltețului și cele apropiate de suprastructura paleozoică, ce este însă posterioară faliei menționate (Manolescu 1937 a, 1937 b; Berza, 1975; Stănoiu, 1976), formațiunile paleozoice dispunîndu-se transgresiv peste ambele formațiuni cristalofiliene și peste contactul tectonic dintre ele.

Retromorfismul dinamic legat de falia Vîrful lui Stan—Curmătura Oltețului este deosebit de evident în zonele adiacente acesteia, dar apare și pe falii direcționale secundare, paralele cu cea principală, pînă la 1—2 km distanță de acest important accident tectonic. Retromorfismul regional datorat epimetamorfismului paleozoic are o răspîndire mult mai largă, afectînd aproape întreaga formațiune de Drăgășan, dar este cel mai puternic în baza formațiunilor paleozoice, datorită soluțiilor migrate din acestea în fundament (Savu, 1970). În cazul în care vor fi dovedite discontinuități metamorfice în cadrul formațiunilor paleozoice, pot fi deosebite teoretic mai multe subetape de retromorfism regional, dar este puțin probabil că acestea vor putea fi individualizate pe teren sau sub microscop.

Efectele acestor fenomene de retromorfism sînt adaptarea șisturilor cristaline ale formațiunii de Drăgășan (și a granitoidelor cantonate în ele) la echilibrele faciesului șisturilor verzi, subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit (Winkler, 1966), respectiv stadiului coborît de metamorfism (Winkler, 1970), și apariția unei noi șistozități.

Mineralele ce apar în această fază sînt: cloritul, zoizitul, clinozoizitul, pistazzitul, tremolit-actinotul,¹⁶ muscovitul, albitul, leucoxenul, mineralele serpentinite, talcul, calcitul. Ele înlocuiesc parțial sau total vechile parageneze, conducînd la apariția aspectelor de șisturi sericito-cloritoase, șisturi clorito-epidotice etc., atît de frecvent descrise în regiune (Manolescu 1937 a, 1937 b; Paliuc, 1937; Pavelescu, 1953; Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 a, 1964 a; Solomon, r 1968; Savu, 1970).

Din punct de vedere structural, fazei de metamorfism regresiv îi atribuiam șistozitățile S_3 — datorată retromorfismului dinamic legat de falia Vîrful lui Stan—Curmătura Oltețului și S_4 — formată în retromorfismul regional hercinic, ambele în general paralele ca direcție cu S_1 ($= S_2$), șistozitatea fazei de metamorfism regional progresiv (la rîndul ei paralelă cu stratificația), dar deseori cu cădere diferită. Acest fenomen se observă foarte clar în Culmea Cernei, în vecinătatea faliei Vîrful lui Stan — Curmătura Oltețului, unde în gnaisele micacee, cu direcția NE-SV și cădere spre SE de 50° — 60° , se formează o șistozitate S_3 orientată tot NE-SV, dar cu cădere de 80° NV, paralelă cu planul faliei; asemenea zone, dar de mai mică

mul mult mai redus ocupat de granitoide în formațiunea de Drăgășan și lipsa unei migmatizări arteritice de intensitatea celei din formațiunea de Lainici-Păiuș, ne fac să nu discutăm acest autoretromorfism, ce poate însă exista pe suprafețe reduse și în formațiunea de Drăgășan, în care sigur au existat soluții sinmetamorfice tîrzii.

¹⁶ Prezența mineralelor din grupa tremolit-actinot în subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit indică o presiune parțială a CO_2 redusă (Winkler, 1966), situație normală în cazul retromorfismului unei formațiuni predominant amfibolitice.



ampluare, mai apar și în sectoare ale formațiunii de Drăgășan mai îndepărtate de falie și în masivul granitoid de Culmea Cernei, avînd aceeași orientare, NE-SV/80° NV.

Falia Vîrfului lui Stan — Curmătura Oltețului avînd o vîrstă limitată în timp de punerea în loc a granitoidelor din aceste formațiuni (sfîrșitul Precambrianului) și începutul Silurianului (Berza și Seghedi, 1975 b), vîrsta etapei de retromorfism dinamic este astfel cantonată în intervalul Cambrian — Ordovician. Etapa de retromorfism regional are vîrsta epimetamorfismului asociat al formațiunilor paleozoice. Stratigrafia acestor formațiuni fiind încă diferit interpretată (Năstăsescu 1973, r 1973, 1976; Stănoiu 1972, 1973 a, 1976), atribuim acest retromorfism tot orogenezei hercinice ca și Savu (1970), fără a exclude însă posibilitatea unei subetape caledoniene (Năstăsescu, r 1973; Stănoiu, 1976).

În concluzie, considerăm că formațiunea cristalofiliană de Drăgășan, de vîrstă precambrian superioară, alcătuită dintr-un complex al amfibolitelor — rezultat prin metamorfismul unui complex vulcano-sedimentar ofiolitic — și un complex al gnaiselor micacee — format pe seama unui complex argilos, a suferit în orogeneza cadomiană un metamorfism regional progresiv în faciesul amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit — almandin, local urmat, după o descărcare de presiune, de un metamorfism termic în faciesul amfibolitelor cu cordierit, subfaciesul sillimanit—cordierit—muscovit—almandin, datorat intruziunii masivelor granitoide, iar în Paleozoic a fost afectată de un retromorfism în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit, deosebit de evident pe anumite alinamente tectonice sau în zonele învecinate cu suprastructura paleozoică.

2. Formațiunea de Lainici-Păiuș

Șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș alcătuiesc versantul sudic al munților Paring și Vilcan, partea sud-estică a Culmii Cernei și fundamentul cristalofilian al autohtonului din estul podișului Mehedinți. Cunoscută și de Mrazec (1898), ce amintește de existența corneenelor cuarțitice (grupul II) în învelișul granitului de Sușița, aceste șisturi cristaline au fost încadrate, după punctele între care aflăreză în profilul Jiului, de Manolescu (1937 a) la „seria de Lainici-Păiuș”. Spre est, Paliuc (1937) descrie aceeași formațiune sub numele de „zona Groapa-Macaria”. Ghika-Budești (1940) extinde însă denumirea de „serie de Lainici-Păiuș” pentru întreaga masă de cuarțite, șisturi grafitoase și calcare cristaline de pe versantul sudic al munților Paring, iar Manolescu (1937 b) arată dezvoltarea spre vest a acestei formațiuni pînă în Culmea Cernei și podișul Mehedinți. Pavelescu (1953) separă o formațiune metadetritică asemănătoare din sud-estul munților Retezat sub numele de „serie de Pilugu”; Pavelescu și Maria Pavelescu (1964 a) descriu însă aceeași formațiune ca „serie de Lainici-Păiuș”. În cele ce urmează, vom utiliza denumirea de „formațiune de Lainici-Păiuș”, mult întrebuintată în literatura geologică din ultimele decenii, incluzînd însă aici și complexul separat de Manolescu (1937 a) ca zona tectonică Pasul Vulcan—Jiu—Vîrfului Reci;



formațiunea asemănătoare din sud-estul munților Retezat (Pavelescu, 1953; Pavelescu și Maria Pavelescu, 1964 a) nu va fi descrisă, identitatea ei cu formațiunea de Lainici-Păiuș de la sud de falia Cerna-Petroșani fiind nedemonstrată.

Formațiunea de Lainici-Păiuș, cu o grosime de câteva mii de metri, este rezultatul metamorfismului regional în faciesul amfibolitelor al unei stive de roci psamitice, subordonat carbonatice sau pelitice, de vîrstă precambrian superioară. Reluarea infrastructurii precambriene în mișcările paleozoice a produs un retromorfism în faciesul șisturilor verzi, asemănător celui descris pentru formațiunea de Drăgășan, a cărei intensitate descrește proporțional cu depărtarea de falia Vîrful lui Stan—Curmătura Oltețului, sau față de limita cu suprastructura paleozoică. Acest retromorfism, remarcat de Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b, 1964 a), este studiat de Savu (1970), ce distinge un autoretromorfism static baicalian și un alloretrromorfism dinamic hercinic.

Stratigrafia de detaliu a formațiunii de Lainici-Păiuș constituie încă o problemă în discuție. Mrazec (1904) constată că în cristalinul grupului II din sudul munților Vîlcan există un nivel calcaro-argilos în bază, ce suportă un orizont de cuarțite sericitoase. Manolescu (1937 a) descrie în zona defileului Jiului, la sud de cantonul Păiuș, „seria de Lainici-Păiuș“, predominant cuarțitică, iar între cantonul Păiuș și Cîrligul Caprei, pe circa 1 km, el separă „zona tectonică Pasul Vulcan—Jiu—Vîrful Reci“, alcătuită din gnaise cu sericit, clorit și amfibol milonitizate, șisturi satinete negre, calcare cu silicați, microbreccii, lame de amfibolite și roci granitice slab tectonizate, pe care le consideră antrenate dintr-un orizont inferior al seriei de Lainici-Păiuș; în zona vîrfului Reci, Paliuc (1937) citează de asemenea șisturi clorito-grafitoase și calcare cristaline cu grafit.

Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b) apreciază formațiunea de Lainici-Păiuș ca o „serie epiclastică, care cuprinde un complex de roci psamitice cu caracter arcozian și unul pelitic, din metamorfismul cărora au rezultat șisturi cuarțitice cu sericit, biotit sau granați, șisturi sericito-cloritoase, uneori cu granați, șisturi micacee, gnaise psamitice, calcare cristaline cu silicați și diverse tipuri de filite grafitoase“, fără însă a preciza ordinea stratigrafică a celor două complexe; Pavelescu (1963) consideră însă că complexul psamitic are o poziție inferioară în raport cu cel pelitic.

În Culmea Cernei, Bercia și Elvira Bercia (r 1963) separă în baza formațiunii de Lainici-Păiuș un „complex blastopsamitic“ și la partea superioară un „complex carbonatat“, reluate de Iancu (1974) sub denumirile de „complex inferior terigen“ și „complex superior carbonatat-tufogen“. În bazinul mijlociu al Bistriței, Berza (1972) distinge în cadrul formațiunii de Lainici-Păiuș, un „complex inferior paragneaisic“ și un „complex superior cuarțitic“. Studiind formațiunea de Lainici-Păiuș din capătul de est al autohtonului danubian, Schuster (r 1970) recunoaște, de jos în sus, „complexul gnaiselor biotitice și amfibolitelor“, „complexul median“ și „complexul de paragneise microgranoblastice și cuarțite“; în cadrul complexului median, Schuster (1973) descrie „gnaise, gnaise amfibolice, paragneise și șisturi grafitoase, paragneise diferențiate, micașisturi, calcare și dolomite cristaline, cuarțite și șisturi cuarțito-clorito-muscovitice“, iar în figura 1 separă în acest com-



plex un „nivel carbonato-grafitos“. Tot în munții Paring, Savu (1972) consideră că complexul cu gnaise cuarțo-feldspatice, amfibolite, roci carbonatice și șisturi cuarțitice micacee este situat la partea inferioară a formațiunii de Lainici-Păiuș.

Cartind în cadrul foilor Tismana, Obirșia Cloșani și Oslea ale hărții geologice la scara 1 : 50.000 a României, am regăsit, la vest de riul Motru complexul cu calcare cristaline, roci grafitoase și amfibolite semnalat de autorii citați mai sus, sub forma unei fișii cu o lățime de 1—2 km, pe care am urmărit-o direcțional circa 40 km, între Virful lui Stan și muntele Oslea. Această fișie este limitată spre NV de falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului, în timp ce spre SE se trece la cuarțitele și gnaisele biotitice atât de caracteristice formațiunii de Lainici-Păiuș. Datorită unei structuri plicative complexe — calcarele cristaline și rocile grafitoase sînt prînse în cute de ordinul sutelor de metri, zecilor de metri sau metrilor, cuarțitele fiind cutate ceva mai larg — ansamblul structural major este greu de descifrat, permițînd ambele interpretări menționate: calcarele în bază și cuarțitele deasupra (Mrazec, 1904; Manolescu, 1937 a; Schuster, r 1970, 1973; Savu, 1972), sau invers (Pavelescu, 1963; Bercia și Elvira Bercia, r 1963; Iancu, 1974), precum și ipoteza unei treceri laterale de la un facies pelito-calcaros la unul cuarțitic.

Același complex de roci metacarbonatice și metapelitice, de această dată mai puțin grafitoase, l-am regăsit mult spre sud, în estul podișului Mehedinți (Ponoarele—Busești—Cerna Virfu—Balta), în prelungirea unui anticlinal remarcat în fundamentul cristalin din sudul munților Vilcan de Savu (1970) și Berza (1972). Între cele două zone amintite se dezvoltă un pachet cuarțitic masiv, ce poate fi interpretat ca o zonă sinclinoare (pl. I)¹⁷. Bazîndu-ne pe această structură majoră (un anticlinoriu nordic și unul sudic, cu roci grafitoase și calcare cristaline, separate de un sinclinoriu cu cuarțite) și pe faptul că în general sedimentarea carbonatică și pelitică o precede pe cea de tip flișoid, adoptăm ideea lui Mrazec (1904), Manolescu (1937 a), Schuster (r 1970, 1973) și Savu (1972) a anteriorității rocilor carbonatice și pelitice. În Culmea Cernei și vestul munților Vilcan, în calcarele cristaline ale acestui complex, apar uneori intercalații decimetrice la metrice sau chiar decimetrice de amfibolite masive sau gnaiseice (lipsite însă în general de rubanarea atât de caracteristică amfibolitelor formațiunii de Drăgășan), pe care le considerăm paraamfibolite; pe valea Jiului, în zona podului de la Cîrligul Caprei, calcarele cristaline apar de asemenea însoțite de amfibolite asemănătoare, ce formează intercalații centimetrice, decimetrice sau metrice, iar Schuster (1973) menționează asocierea calcarelor cristaline din bazinul Oltețului cu gnaise amfibolice. Ținînd cont de acest fapt, considerăm că cele două complexe separate de Schuster (r 1970) ca „complex al gnaiselor biotitice și amfibolitelor“ și

¹⁷ Savu (1970, 1972) și Berza (1972) constată în munții Vilcan și Paring o ridicare spre ENE a structurilor. Faptul că în munții Paring masivul median cuarțitic întii se restrînge ca zonă de aflorare, apoi dispare, este un argument puternic pentru considerarea sa în poziție superioară în raport cu calcarele cristaline și gnaisele micacee cu grafit.



„complex median“ pot fi grupate într-unul singur, cu amfibolite la diferite nivele stratigrafice, pentru care vom utiliza denumirea sugestivă introdusă de Schuster (1973), de complex „carbonato-grafitos“. În acest caz, în cadrul formațiunii de Lainici-Păiuș deosebim, de jos în sus, un complex carbonato-grafitos (LP₁) și un complex al cuarțitelor și gnaiselor biotitice (LP₂).

Greu de apreciat cu precizie din cauza structurii plicative strînse și a incertitudinilor ce mai persistă în interpretarea stratigrafiei, grosimile acestor complexe par a fi: complexul carbonato-grafitos — aproximativ 1 000 m, complexul cuarțitelor și gnaiselor biotitice — circa 2 000 m.

Complexul carbonato-grafitos apare în munții Parîng, în fișia de șisturi cristaline ce desparte corpurile granitoide de Bumbești—Gilort—Nedeia și Olteț—Novaci (Savv, 1972; Schuster, 1973) și în regiunea vârfului Reci, la nord de plutonul Bumbești—Gilort—Nedeia (Paliuc, 1937; Georgescu, 1969); de aici el poate fi urmărit spre vest, prin munții Vilcan, până în Culmea Cernei, unde calcarele cristaline capătă o importanță deosebită, astfel încît distanța pe direcție pe care acest complex apare în zonele amintite este de circa 120 km, lățimea în general nedepășind cîțiva kilometri. A doua regiune în care aflorează complexul carbonato-grafitos este podișul Mehedinți, între localitățile Ponoarele—Busești—Cerna Virfu—Balta, fără legătură vizibilă cu restul formațiunii de Lainici-Păiuș, datorită masivului granitoid de Tismana și depozitelor cuverturii sedimentare autohtone și cuverturii post-tectonice. Tipurile petrografice cel mai frecvent întîlnite în acest complex sînt: gnaisele micacee cu grafit, calcarele cristaline, calcșisturile, cuarțitele biotitice cu granat și amfibolite; intercalațiile subordonate de cuarțite, cuarțite feldspatice, cuarțite biotitice, gnaise cuarțo-feldspatice și gnaise biotitice sînt identice cu cele din complexul cuarțitelor și gnaiselor biotitice, justificînd încadrarea ambelor complexe în aceeași formațiune.

Gnaisele micacee cu grafit reprezintă fondul petrografic al complexului carbonato-grafitos. Ele sînt roci cu o structură granolepidoblastică, o textură mai mult sau mai puțin orientată și o granulație variabilă, de la 0,3 — 0,5 mm la cîțiva milimetri. Paragenezele observate în aceste roci sînt complexe, conștînd din plagioclaz + cuarț + biotit + muscovit + grafit ± granat ± cordierit ± andaluzit ± sillimanit ± corindon, parțial sau total înlocuite de clorit, minerale din grupa epidotului și sericit. Între aceste gnaise micacee cu grafit din formațiunea de Lainici-Păiuș și gnaisele micacee din formațiunea de Drăgășan există importante deosebiri, ce sînt rezumate în tabelul 1.

Grafitul este un mineral caracteristic al acestor gnaise, pe aliniamentul nordic frecvent ajungînd să devină un constituent principal, ce poate fi exploatat în scopuri industriale (valea Oltețului și valea Galbenului); în bazinul Motrului, pe pîrîul Scărișoara, un asemenea nivel de gnaise bogat grafitoase indică continuarea mult spre vest a zonei interesante pentru grafit. Pe aliniamentul sudic, în podișul Mehedinți, grafitul apare în cantitate redusă, avînd rolul unui mineral accesoriu.

Calcarele cristaline formează în Culmea Cernei, între Piatra Cloșanilor și muntele Oslea, un nivel reper gros de numai cîteva zeci de metri, ce poate fi însă urmărit direcțional circa 20 km. Spre vest ele se dezvoltă mult, dînd în bazinul Motrului Sec structuri plicative, iar spre est ele au fost



TABELUL 1

	Gnaise micacee cu grafit din formațiunea de LP	Gnaise micacee din formațiunea de DG
Textură și structură	— aspecte variate : granulație fină și textură orientată, sau granulație 2—3 mm și textură neorientată	— textură întotdeauna orientată, dind o șistozitate marcantă ; frecvent struc- tură porfiroblastică, cu oceli de ande- zin ; granulație constantă 2—4 mm
Parageneză	— plagioclaz + cuarț + biotit + muscovit + grafit ± granat ± cordierit ± andaluzit ± sillimanit ± corindon — muscovit fin	— plagioclaz + cuarț + biotit + muscovit ± granat ± staurolit — muscovit milimetric

remarcate în zona defileului Jiului — virful Reci de Manolescu (1937 a), Paliuc (1937) și Georgescu (1969), pentru a căpăta iarăși o dezvoltare largă în bazinul Oltețului, unde apar din nou într-o structură cutată (Schuster, 1973). Pe aliniamentul sudic, în zona Busești—Cerna Virfu, ele formează numeroase intercalații, cu grosimi de 100—300 m, ce pot fi urmărite pe direcție câțiva kilometri. Calcarele cristaline au un aspect extrem de variabil : granulație submilimetrică pînă la 2—3 mm, textură masivă sau rubanată, uneori cu laminări evidente, culoare albă, cenușie, verzuie sau chiar neagră. Cînd nivelul de calcare este mai dezvoltat, în el apar intercalații decimetrice la metrice de gnaise micacee cu grafit sau de amfibolite. Paragenezcele identificate sînt de asemenea extrem de variabile, existînd toate tranzițiile între calcare cristaline pure și calceșturi lipsite de carbonați. Tipul cel mai frecvent întîlnit este însă un calcar cristalin cu sili-cați (circa 1/4 din rocă), în general rubanat, cu parageneză calcit¹⁸ ± diop-sid ± grafit ± granat ± pargasit ± flogopit ± cuarț ± plagioclaz ± feld-spat potasic. Retromorfismul suferit duce însă adeseori la formarea tremo-litului pe diopsid, a mineralelor epidotice pe granat și plagioclaz și a mine-ralelor serpentinite pe flogopit.

Calceșturile, ce apar mai rar decît calcarele cristaline, au o structură granolepidoblastică, textură frecvent rubanată, granulație în jur de 1 mm și sînt alcătuite din andezin ± diopsid ± pargasit ± granat ± flogopit ± feld-spat potasic ± cuarț ± calcit.

Cuarțitele biotitice cu granat sînt frecvente în complexul carbonato-grafitos. Au o textură în general masivă, granulația 1—2 mm și sînt for-mate din cuarț + granat + biotit ± plagioclaz ± feldspat potasic ± musco-vit ± grafit. În aceste roci granatul este un constituent important, în unele cazuri ajungînd să reprezinte 50% din volum. Aproape întotdeauna granatul este înlocuit, parțial sau total, de un clorit brun, ce dă agregate pseudo-

¹⁸ Pe baza analizelor DTA, Schuster (1973) identifică în bazinul Oltețului și dolomitul.



morfe lobate, ușor de recunoscut chiar atunci când nu mai apar relice de granat.

Amfibolitele dau rare intercalații, decimetrice la metrice, în calcarele cristaline din Culmea Cernei (pîrîul Păltinei, pîrîul Alunul), dar sînt abundente la izvoarele Bistriței, pe pîrîul Gîrbovului și în defileul Jiului, la podul de la Cîrligul Caprei. Au o structură granoblastică, textură masivă sau orientată, granulație 1—2 mm și sînt constituite din plagioclaz saussuritizat + hornblendă.

Complexul cuarțitelor și gnaiselor biotitice este cel mai dezvoltat și reprezentativ complex al formațiunii de Lainici-Păiuș, ocupînd o mare suprafață pe versantul sudic al munților Vilcan și Paring. Acest complex este format din cuarțite, cuarțite feldspatice, cuarțite biotitice, gnaise biotitice și gnaise cuarțo-feldspatice, cu intercalații subordonate de gnaise micacee cu grafit, calcare cristaline și calceșturi identice cu cele descrise mai sus.

*Cuarțitele*¹⁹ sînt roci cu structură granoblastică și textură în general masivă, cu granulație variabilă 1—5 mm, de culoare cenușie sau albăstruie, ce formează bancuri metrice sau mai mari, extrem de caracteristice pentru formațiunea de Lainici-Păiuș. Sînt alcătuite din cuarț ± plagioclaz ± feldspat potasic ± biotit ± muscovit ± granat.

Cuarțitele feldspatice reprezintă fondul petrografic al complexului cuarțitelor și gnaiselor biotitice, în care celelalte tipuri petrografice apar ca intercalații mai mult sau mai puțin importante. Sînt roci cu structură granoblastică și textură masivă sau rubanată, cu granulație variabilă 1—4 mm, formate din cuarț + plagioclaz ± feldspat potasic ± biotit ± muscovit ± granat ± hornblendă ± diopsid. Natura inițială a plagioclazului este variabilă, în cuarțitele feldspatice cu feldspat potasic apare un albit, în tipurile comune este un oligoclaz, iar în cuarțitele feldspatice cu hornblendă și diopsid plagioclazul corespunde unui andezin; retromorfismul duce însă frecvent la decalcifierea termenilor mai bazici, ce apar ca granule albitice înțesate cu minerale din grupa epidotului, în timp ce granatul și biotitul se cloritizează, iar hornblendă și diopsidul sînt înlocuite de tremolit.

Cuarțitele biotitice sînt mai rare decît cele feldspatice, au structură granolepidoblastică, textură orientată, uneori rubanată, granulație în general fină ≤ 1 mm și sînt alcătuite din cuarț + biotit ± plagioclaz ± feldspat potasic ± muscovit ± granat ± grafit.

Gnaisele biotitice reprezintă un alt tip petrografic extrem de comun în acest complex, în anumite zone (pîrîul Răchițeaua, pîrîul Padeșelul) ajungînd să constituie fondul petrografic. Sînt roci cu structură granolepidoblastică, textură orientată, frecvent rubanată, granulație fină ≤ 1 mm, formate din plagioclaz + biotit + cuarț ± feldspat potasic ± granat ± hornblendă ± diopsid ± muscovit ± grafit. Plagioclazul are o compoziție ce variază între An_{20} — An_{44} , cel mai frecvent fiind în jur de An_{30} . În urma retromorfismului, se formează cloritul, mineralele epidotice, tremolit-actinotul și albitul.

¹⁹ În denumirile tipurilor petrografice am ținut cont de schema propusă de Winkler (1966): cuarțit—cuarț $> 90\%$; cuarțit feldspatic — $90\% > \text{cuarț} > 80\%$ și feldspați: mice $> 1:1$; cuarțit biotitic — $90\% > \text{cuarț} > 80\%$ și feldspați: mice $< 1:1$ etc., fără însă a absolutiza limitele din clasificarea mineralogică cantitativă.



Gnaisele cuarțo-feldspatice, ce apar frecvent, dar ca intercalații subordonate, au structură granoblastică, textură masivă, rar rubanată, granulație 1—2 mm și sînt alcătuite din cuarț + oligoclaz ± feldspat potasic. Caracteristică pentru aceste roci este dispariția aproape completă a celorlaltor minerale comune, reprezentate doar prin rare paiete de biotit sau cristale de granat.

Spre deosebire de formațiunea de Drăgșan, natura materialului premetamorfic al formațiunii de Lainici-Păiuș este mai ușor de identificat, cercetătorii acestei formațiuni (Mrazec, 1904; Manolescu, 1937 a, 1937 b; Paliuc, 1937; Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 a, 1964 a, 1964 b, 1970; Savu, 1970, 1972; Schuster, r 1970, 1973; Berza, 1972; Berza și Seghedi, 1975 a; Iancu, 1974) recunoscînd existența unor depozite psamitice, subordonat pelitice sau carbonatice.

Pe baza compoziției mineralogice calitative și cantitative a rocilor metamorfice descrise mai sus, deducem următoarele echivalențe: argile, argile bituminoase → gnaise micacee sau biotitice cu grafît; calcare → calcare cristaline; marne → amfibolite; gresii calcaroase → calcșisturi; grauwacke → cuarțite cu granat; gresii oligomictice → cuarțite; gresii arcoziene → cuarțite feldspatice²⁰; arcoze → gnaise cuarțo-feldspatice. Extinzînd aceste paralelizări la nivelul complexelor, complexul carbonato-grafitos reprezintă un complex de argile, în general bituminoase, cu nivele calcaroase importante și intercalații grezoase subordonate, iar complexul cuarțitelor și gnaiselor biotitice este un complex detritic de tip fliș, format din alternanțe de gresii arcoziene, gresii oligomictice și arcoze, cu rare intercalații carbonatice sau de argile bituminoase.

Vîrsta formațiunii de Lainici-Păiuș nu poate fi încă precizată. Această formațiune este sigur presiluriană, suportînd discordant formațiunea ordovician superioară — silurian inferioară de valea Izvorului (Stănoiu, 1972, 1976) și anterioară masivelor granitoide de Sușița și Tismana, cu vîrstă model K/Ar de minimum aproximativ 540 milioane de ani (după datele prezentate de Soroșiu et al., 1970 și Mînzatu et al., 1975); pe baza acestor relații, apreciem vîrsta formațiunii de Lainici-Păiuș ca precambrian superioară²¹.

²⁰ Cuarțitele feldspatice cu hornblendă și diopsid (ce nu dau însă mai mult de 5—10% din rocă) reprezintă gresii arcoziene cu ciment carbonatic.

²¹ Pe Valea de Pești, imediat în amonte de confluența cu Valea Seacă, Solomon et al. (1976) identifică, sub calcarul de Oslea, o asociație microfloristică ce indică o vîrstă cambrian-ordoviciană. Considerînd că acest punct fosilifer este cantonat în șisturile cristaline ale „seriei cambriene”, echivalată de autorii citați cu partea superioară a formațiunilor de Drăgșan și Lainici-Păiuș, ar rezulta o vîrstă cel puțin cambriană pentru încheierea sedimentării formațiunii de Lainici-Păiuș. După Stănoiu (1976), în acest punct, între calcarul de Oslea și formațiunea de Lainici-Păiuș aflorează însă formațiunea paleozoic inferioară de Coarnele. În acest caz, rezultatele palinologice obți-



Spre deosebire de considerațiile privind natura materialului inițial, metamorfismul ce a afectat formațiunea de Lainici-Păiuș a fost diferit interpretat. Mrazec (1904) încadrează zona ocupată de formațiunea de Lainici-Păiuș la grupul II, epimetamorfic, considerînd că rocile cu cristalinitate superioară nu apar decît în vecinătatea corpurilor intruzive, sub influența fenomenelor de contact termic. În aceeași concepție, Manolescu (1937 a, 1937 b) și Paliuc (1937) leagă metamorfismul formațiunii de Lainici-Păiuș de masivele granitice, Manolescu (1937 a) deosebind un metamorfism de injecție, o feldspatizare și un metamorfism de contact termic și pneumatolitic al căror rezultat este transformarea formațiunii într-o imensă aureolă de contact. Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 a, 1964 a, 1964 b) consideră formațiunea de Lainici-Păiuș metamorfozată inițial în zona cu biotit sau granat și retromorfozată în zona cloritului, în timpul mișcărilor de ridicare ale granitoidelor. Deși acest lucru nu este specificat, din lucrarea publicată de Pavelescu și Maria Pavelescu (1970) reiese că formațiunea de Lainici-Păiuș este metamorfozată inițial în subfaciesul staurolit—almandin, ea fiind descrisă ca izofacială cu complexul amfibolitic al formațiunii de Drăgășan. O concepție diametral opusă este cea a lui Bercia (1968) și Schuster (1972), ce consideră formațiunea de Lainici-Păiuș metamorfozată inițial în faciesul șisturilor verzi, pentru a fi ulterior remetamorfozată în subfaciesurile cuarț—albit—epidot—almandin sau staurolit—almandin.

Savu (1970) definește metamorfismul suferit de formațiunea de Lainici-Păiuș în ciclul baicalian ca „metamorfism de contact sincinemat sau danubian“, caracterizat prin presiuni joase (aproximativ 4 kb) și aportul termic al plutonilor granitoizi. În zonele învecinate masivului granitoid de Șușița, trasează un izograd de apariție a sillimanitului — ce indică o temperatură de 600°—700°C — în timp ce spre exterior se dezvoltă o zonă cu almandin, formată la circa 550°C, urmată de o largă zonă neafectată de fluxul termic emanat de pluton, în care biotitul apare ca mineral critic. Sub influența soluțiilor sinmetamorfice tirzii, sau a celor degajate de granitoidele sin și tardeorogene, are loc un „autoretromorfism“ concretizat prin sericitizări și cloritizări neînsoțite de modificări structurale. Ulterior, în ciclul hercinic, se produce un „alloretromorfism“, ce reprezintă efectul în infrastructură al metamorfismului breton în subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit. Berza (1972) apreciază metamorfismul inițial al formațiunii de Lainici-Păiuș din zona Bistriței ca un metamorfism regional de presiune moderată (5,5—6 kb), desfășurat în condițiile subfaciesului staurolit—almandin. Acesta este urmat imediat, în zona învecinată masivului granitoid de Tismana, de o ridicare locală a gradului metamorfic, concretizată prin apariția sillimanitului (ce indică creșterea temperaturii, de la circa 560°C la circa 620°C), datorită căldurii emanate de pluton. Într-o etapă ulterioară, are loc un retromorfism regional în faciesul șisturilor verzi, echivalat cu cel descris de Savu (1970) ca alloretromorfism.

nute de Solomon et al. (1976) se referă la formațiunea de Coarnele, argumentînd vîrsta ordoviciană atribuită de Stănoiu (1976) acestei formațiuni, și nu implică formațiunea de Lainici-Păiuș.



În munții Parîng, S a v u (1972 ; S a v u et al., 1972, 1973 a, 1973 b) constată în continuare metamorfismul „danubian“ la presiuni scăzute (4—5 kb) al formațiunii de Lainici-Păiuș, în timp ce S c h u s t e r (1973) apreciază metamorfismul formațiunii de Lainici-Păiuș ca desfășurat inițial la nivelul subfaciesului staurolit—almandin, la presiuni de 4,5—5,5 kb, ulterior, în vecinătatea granitoidelor, avînd loc o ridicare a temperaturii cu circa 100°C, la nivelul zonei cu sillimanit. În Culmea Cernei, I a n c u (1974) consideră șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș metamorfozate în faciesul șisturilor verzi.

Pe baza paragenezelor identificate, a aspectelor de teren și a datelor din literatură, considerăm formațiunea de Lainici-Păiuș polimetamorfă, problema numărului și tipurilor de metamorfisme nefiind complet elucidată în momentul de față. Înainte de a aborda această discuție, este însă necesară prezentarea principalei caracteristici a acestei formațiuni, și anume ponderea însemnată a materialului granitoid în cadrul ei. Astfel, spre deosebire de formațiunea de Drăgșan, unde zonele intens migmatizate apar doar în vecinătatea masivelor granitoide, în restul arealului cantitatea de fracție granitică fiind redusă, formațiunea de Lainici-Păiuș este în întregime afectată de o migmatizare deosebit de intensă, a cărei legătură cu masivele granitoide a fost diferit interpretată.

M a n o l e s c u (1937 a) consideră întreaga formațiune de Lainici-Păiuș din estul munților Vîlcan o enormă aureolă de contact a granitului de Șușița, ce produce un „metamorfism de injecție“ și o „feldspatizare“ a șisturilor cristaline pe toată suprafața ocupată de această formațiune. În vestul munților Vîlcan, P a v e l e s c u și M a r i a P a v e l e s c u (1962 a, 1964 a) constată „feldspatizarea“, „granitizarea“ și „migmatizarea“ formațiunii de Lainici-Păiuș prin procese metasomatice sau de injecție, al căror rezultat este formarea gnaiselor granitice și a filoanelor aplitice și pegmatitice ; pe harta geologică a regiunii dintre Motru și Bistrița, autorii citați separă în arealul formațiunii de Lainici-Păiuș, înafara granitoidelor de Tismana și Frumosu, numeroase fișii, concordante cu structura regională, de „granite—granodiorite de tip Șușița“.

În urma studiului detaliat și complex al fenomenelor de migmatizare ce afectează formațiunea de Lainici-Păiuș din munții Vîlcan, S t a n et al. (r 1964, r 1965) și S t a n (r 1966, 1970, 1977) separă „nebulite, ofthalmite și structuri pegmatoide : stromatite, flebite, agmatite“. În ceea ce privește originea migmatitelor, acestea sînt considerate (S t a n, 1977) ca postcinematice în raport cu orogenezele baicaliană (eventual și hercinică) și formate prin procese metasomatice, sursa alcaliilor provenind în cea mai mare parte prin degranitizarea fundamentului infrastructurii.

S a v u (1970) descrie în formațiunea de Lainici-Păiuș din vecinătatea masivului granitoid de Șușița fenomenul de „migmatizare arteritică“, ce are loc atît sincinematice, cînd se produc intruziuni de diferite dimensiuni de magme granitoide (din care, în stadiul tîrziu magmatic, difuzează lateral soluții bogate în silice și alcalii, dînd roci injectate și metasomatice), cît și tardecinematice, cînd apar filoane discordante de aplite și pegmatite cu feldspat potasic cenușiu. S a v u et al. (1974) discută petrologia și geochimia



acestor migmatite arteritice, considerînd că soluțiile migmatice provin și direct din sursa de magmă granitoidă situată la partea inferioară a scoarței, cît și ulterior, din plutonii granitoizi sinorogeni și tardeorogeni.

Berza (1972) definește aceeași suită migmatică ca „granitoide sincinematice”: granite, granodiorite sau diorite cuarțifere, caracterizate printr-un conținut extrem de redus în minerale melanocrate și prin intima asociere cu șisturile cristaline, în care se insinuează, în general concordant, pe zone centimetrice, decimetrice, metrice sau decametrice, excepțional hectometrice; aceste granitoide sînt străbătute de filoane pegmatitice feldspatice, de regulă discordante, cu feldspatul potasic negru. Datorită caracterului migmatic al granitoidelor sincinematice, ele nu mai sînt conturate pe hartă ca masive granitice, ci sînt indicate cu un simbol pe fondul cristalin al formațiunii de Lainici-Păiuș. Aceste granitoide, considerate anterioare masivului de Tismana, sînt astfel individualizate față de plutonul de Sușița, reținîndu-se însă posibilitatea sincronismului punerii lor în loc cu formarea masivului de Sușița.

În Culmea Cernci, Iancu (1974) separă în formațiunea de Lainici-Păiuș „granitoide sincinematice” (îndeosebi granodiorite și diorite cuarțifere), ce dau corpuri concordante, „granite tardeogene” discordante și „filoane pegmatoide”.

Pe baza observațiilor proprii și a datelor din literatură, deosebim în formațiunea de Lainici-Păiuș o suită migmatică și masive granitoide.

Suita migmatică, ce afectează întreaga formațiune de Lainici-Păiuș, dar în grade diferite (de la zone relativ slab migmatizate, cu rare injecții centimetrice, pînă la zone hectometrice de granitoide nebulitice cu rare septe de cristalin), este complexă, fiind alcătuită din granitoide nebulitice, migmatite propriu-zise și filoane pegmatoide, toate aceste tipuri apărînd însă strîns asociate. Deși filoane și aglomerări feldspatice din soluții reziduale apar și în masivele de Sușița (Savv, 1970) și Tismana, lipsa unei relații spațiale a zonelor intens migmatizate cu corpurile granitoide și volumul lor imens²² ne face să nu le legăm direct de plutoni, între migmatite și aceștia existînd însă conexiuni genetice indirecte.

Pentru a face distincția față de masivele granitoide, vom folosi, după Savv (1970) denumirea de „migmatite arteritice”; pentru zonele în care invazia de magmă granitică a dus la reducerea excesivă a septelor de cristalin vom utiliza denumirea de „granitoide nebulitice”.

Din punct de vedere petrografic, caracteristic atît pentru migmatitele arteritice, cît și pentru granitoidele nebulitice, este indicele de culoare M în general mic (ce poate scădea chiar pînă la valori de 0,2 în unele leucogranite, 1 în leucogranodiorite și 2 în trondhjemite) și un conținut în cuarț de 20—40%, constant în seria granit—granodiorit—tonalit (fig. 2). Melanocratele sînt reprezentate prin biotit, frecvent granat, rar turmalină și extrem de rar, în unele diorite, hornblendă. Tipul petrografic cel mai frecvent întîlnit corespunde unui leucogranit, cu proporții aproximativ egale de cuarț, plagio-

²² Considerînd o medie de 1/4 fracție granitică migmatică în formațiunea de Lainici-Păiuș de la vest de Jiu, se obține o suprafață aproximativ egală cu jumătate din cea ocupată de masivele granitoide.



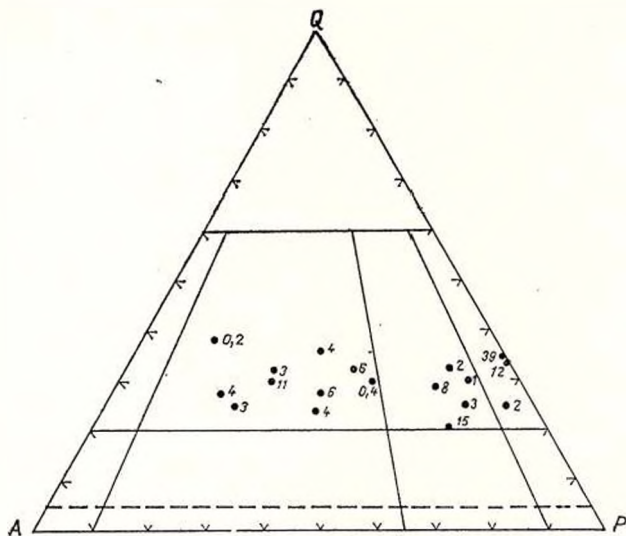


Fig. 2. — Diagrama QAP a granitoidelor din suita migmatică. Cifrele indică indicele de culoare M.

QAP diagram of the granodiorites of the migmatic sequence. The figures indicate the colour index M.

claz și feldspat potasic. Granodioritele și tonalitele (trondhjemitele) sînt în general leucocrate, dar uneori (pîrul Cărpinei, pîrul Frumosul) pot avea un conținut normal în biotit. Granite muscovitice cu 10—15% turmalină apar la izvoarele văii Capra sau în Mehedinți, la sud de dealul Cerboanea și în dealul Sulița, zone unde au fost întîlnite și filoane de plagigranite.

În ceea ce privește aspectele fiziografice, migmatitele arteritice sînt variate: flebitice, stromatitice, agmatitice, pearl-gneiss, ofșalmitice, uneori chiar cu tendință ptygmatică (Mehnerl, 1968); cele mai frecvente sînt însă aspectele flebitice, care dau una din caracteristicile formațiunii de Lainici-Păiuș, și stromatitice, insinuate pe șistozitatea S_1 a gnaiselor biolitice, cărora le imprimă un aspect rubanat.

În afara acestei suite migmatice, în formațiunea de Lainici-Păiuș sînt cantonate masivele granitoide de Busești (Codarcea, 1940), Tismana (Manolescu, 1937 b), Frumosu (Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 a), Bîlta (Berza, 1972), Sușița (Mrazec, 1898), Suseni (Savu, 1970), Brateu (Savu, 1970), Reci (Paliuc, 1937), Stăncești (Savu et al., 1972), Cărpiniș—Novaci (Savu, 1972), ce ocupă circa jumătate din suprafața de aflorare a formațiunii. Cumulînd aceste masive cu suita migmatică, rezultă că circa două treimi din arealul ocupat de formațiunea de Lainici-Păiuș revine granitoidelor, șisturile cristaline reprezentînd de fapt numai resturi din acoperișul acestora.

Revenind la problema metamorfismului formațiunii de Lainici-Păiuș, remarcăm existența a două parageneze distincte în rocile acestei formațiuni: o parageneză de temperatură ridicată și o parageneză de temperatură coborîtă, ce o înlocuiește parțial sau total pe prima.

Mineralele și asociațiile de minerale de temperatură ridicată identificate în formațiunea de Lainici-Păiuș sînt: sillimanitul, andaluzitul, corindonul,

cordieritul și paragenezele andezin + hornblendă ± almandin, diopsid + calcit, forsterit + calcit.

Sillimanitul a fost citat de Mrazec (1898), Ionescu-Bujor (1911 b), Manolescu (1937 a), Ghika-Budești (1937), Savu (1970, 1972), Savu et al. (1972, 1973 a, 1974), Berza (1972) în vecinătatea (1—2 km) masivelor granitoide de Sușița, Tismana, Bîlta, Stăncești și Cărpiniș—Novaci, la care mai adăugăm aparițiile din vecinătatea plutonului de la Busești și din bazinul Motrului și Motrului Sec, situate la distanțe de pînă la circa 4 km de contactul cu corpul de Tismana.

Andaluzitul este menționat de Ionescu-Bujor (1911 b) într-un afloriment situat la cîteva sute de metri de masivul granitoid Bîlta și de Savu et al. (1973 a) în munții Parîng, în vecinătatea granitoidelor de Cărpiniș, în ambele cazuri andaluzitul fiind în parageneză cu sillimanitul. Într-o septă de gnaise micacee prinsă în granite nebulitice din suita migmatică, situată la circa 1 km de masivul granitoid de Frumosu, am identificat în mase de pseudomorfoze sericitice relice de andaluzit; și în acest caz este posibil ca în parageneză să fi existat și sillimanit, pe care însă nu l-am mai putut recunoaște.

Corindonul apare în roca pelitică descrisă mai sus, formînd cristale ce pot atinge pînă la 1 mm și prezintă reflexele albastrii și proprietățile optice (uniax —, birefringență scăzută) caracteristice.

Cordieritul, în general înlocuit de agregate pinitice, este citat de Ionescu-Bujor (1911 b), Savu (1970, 1972), Savu et al. (1973 a) în aflorimentele menționate pentru sillimanit, cu care apare în parageneză. Am recunoscut cordierit pinitizat în unele roci cu sillimanit din apropierea masivelor granitoide de Tismana și Busești.

Parageneza andezin + hornblendă ± almandin a fost observată în trei tipuri petrografice: cuarțitele feldspatice cu hornblendă, alcătuite din cuarț + andezin An_{34-40} + biotit + hornblendă ± granat ± diopsid; gnaisele biotitice cu hornblendă formate din andezin An_{40} + biotit + hornblendă ± granat ± cuarț ± diopsid; unele calcsisturi și skarne, cu andezin An_{30} + hornblendă ± diopsid ± flogopit ± granat. Deși retromorfismul duce în general la decalcifiera andezinului, ce apare sub forma unor granule albitice înțesate cu minerale epidotice, în numeroase secțiuni subțiri, efectuate pe eşantioane recoltate din regiunea cuprinsă între Motru și Bistrița, am putut determina componenta anortitică inițială, ce este destul de constantă, fiind cuprinsă între An_{30} și An_{40} . Intensitatea deosebită a retromorfismului din zonele de la est de Bistrița l-a împiedicat pe Savu (1970, paragenezele 3, 7, 8, 9; Savu et al., 1973 a, paragenezele 16, 17) să precizeze cu exactitate compoziția plagioclazului în parageneză cu hornblendă, dar abundența mineralelor epidotice secundare pe plagioclaz, menționate de autorul citat, indică clar că acesta corespundea unui andezin.

Parageneza diopsid + calcit apare în calcarele cristaline cu silicați din Culmea Cernei, estul podișului Mehedinți și în penele prinse în masivul de Tismana; ea mai este citată în valea Sușiței (Savu, 1970), vîrfurile Reci (Paliuc, 1937), munții Parîng (Manolescu, 1937 a; Savu, 1972; Savu et al., 1973 a; Schuster, 1973), iar cea forsterit + calcit a fost



semnalată în valea Sușitei (Sav u, 1970) și în valea Oltețului (Schuster, 1973).

Mineralele și paragenezele de temperatură ridicată amintite au fost identificate în formațiunea de Lainici-Păiuș din estul podișului Mehedinți, Culmea Cernei, munții Vilcan și Paring, în numeroase puncte, aflate însă întotdeauna (datorită caracterului menționat de acoperiș al formațiunii) la o distanță de câteva sute de metri sau câțiva kilometri de masive granitoide, sau în zone intens migmatizate. Din această cauză, afirmațiile lui Manolescu (1937 a), ce considera formațiunea de Lainici-Păiuș „o imensă aureolă de contact”, și ale lui Sav u (1970, 1972), ce-i atribuie un metamorfism „de contact sincinematic” apar justificate; spre deosebire de Sav u (1970, 1972; Sav u et al., 1973 a), ce apreciază că de la zona cu sillimanit se trece, în regiunile mai îndepărtate de masivele granitoide, la zonele cu granat sau cu biotit, considerăm că și în aceste regiuni metamorfismul are loc în faciesul amfibolitelor, dovada fiind caracterul regional al paragenezelor andezin + hornblendă ± almandin și diopsid + calcit. Pe baza celor de mai sus, metamorfismul „de contact sincinematic” al formațiunii de Lainici-Păiuș poate fi caracterizat ca desfășurat în condițiile faciesului amfibolitelor cu cordierit, subfaciesurile sillimanit—cordierit—muscovit—almandin și andaluzit—cordierit—muscovit²³ (Winkler, 1966). Luând în considerație paragenezele și mineralele index menționate și remarcând lipsa fenomenelor anatectice—migmatitele din regiune sînt clar arteritice (Stan, 1970, 1977; Sav u 1970, 1972; Berza, 1972) — pentru zona cu sillimanit se pot aprecia, după Winkler (1970), temperaturi de circa 650°C și presiuni de circa 5 kb²⁴. În regiunile mai îndepărtate de masivele granitoide, temperatura a fost puțin mai coborâtă, rămînînd însă superioară valorii de $\approx 550^\circ\text{C}$, ce marchează debutul faciesului amfibolitelor (Winkler, 1966), presiunea fiind aceeași.

²³ Coexistența andaluzitului cu sillimanitul ar indica, după Winkler (1966, 1970) interceptarea limitei dintre cele două subfaciesuri. Cum această paragenză este destul de frecventă, în majoritatea cazurilor andaluzitul apărînd alături de sillimanit, este probabil ca reacția andaluzit \rightleftharpoons sillimanit să fie bivariantă, asemănător celei disten \rightleftharpoons sillimanit (Althaus, 1969). În acest caz coexistența celor două minerale are loc în diagrama PT pe o bandă bivariantă și nu pe o dreaptă de echilibru univariant, iar separarea celor două subfaciesuri amintite nu mai poate fi făcută pe baza mineralelor polimorfe Al_2SiO_5 , idee deja exprimată de Hirtopanu et al. (r 1974). Caracterul regional al paragenezelor andezin + plagioclaz ± almandin și calcit + diopsid indică însă, și pentru zonele îndepărtate de plutoni, un metamorfism în faciesul amfibolitelor.

²⁴ La nord de satul Busești am identificat endoskarne cu paragenza: feldspat potasic parțial albitizat + diopsid + wollastonit. Prezența wollastonitului la temperaturi sub 700°C (în zonă nu apar fenomene anatectice) ar indica, pentru $X_{\text{CO}_2} = 1$, presiuni sub 1 kb (Winkler, 1966); cum în corneele cu sillimanit din zonă apare din abundență almandinul, și cum în orice caz această valoare a presiunii (1 kb) n-ar putea fi acceptată, rezultă că în endoskarne $X_{\text{CO}_2} \leq 0,25$.



Această concluzie este în acord cu cercetările lui Savu (1970, 1972), ce consideră formațiunea de Lainici-Păiuș metamorfozată la presiuni coborâte, în momentul punerii în loc a plutonilor granitoizi, în condiții de „contact sincinematic”. Argumentele ce fac mai probabilă această ipoteză sînt: a) neidentificarea pînă în prezent în formațiunea de Lainici-Păiuș a unor minerale ce ar indica existența unei faze anterioare de metamorfism regional barrowian (cloritoid, disten); b) lipsa în zonele marginale ale masivelor granitoide a unor agmatite cu blocuri avînd foliația diferit orientată; c) asemănarea elementelor structurale (foliații, sisteme de fisuri) ale cristalinului și corpurilor de Sușița, Cărpiniș—Novaci și Tismana (Savu, 1970, 1972; Berza și Medeșan, 1972); d) extraordinara abundență a materialului granitic, ce apare în formațiunea de Lainici-Păiuș ca suită migmatitică sau masive, este o caracteristică a zonelor cu metamorfism de presiune coborâtă (Miyashiro, 1972). Trebuie însă remarcat faptul că tocmai această omniprezență a granitoidelor ar putea fi invocată pentru a justifica lipsa paragenezelor relictice ale unei faze anterioare de metamorfism regional barrowian, pătrunderea (deosebi ca migmatite) a unei mase atît de însemnate de topituri bogate în volatile contribuind ca un catalizator la generalizarea paragenzelor de presiune joasă ale metamorfismului de contact, datorită abundenței fluidelor ce ar fi permis recristalizarea șisturilor cristaline.

Acceptînd ipoteza metamorfismului de contact sincinematic al formațiunii de Lainici-Păiuș (Savu, 1970), vîrsta acestuia este implicit cea a masivelor granitoide, pentru care determinările de vîrstă model K/Ar au indicat circa 540 milioane ani (Soroiu et al., 1970; Minzatu et al., 1975), cauza putînd fi deci orogeneza cadomiană.

Înlocuind în diverse grade mineralele de temperatură ridicată, în majoritatea secțiunilor subțiri de șisturi cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș poate fi observată și o paragenză de temperatură coborâtă. Acest retromorfism, remarcat și de Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b, 1964 a), dar pus în legătură cu mișcările de ridicare ale masivelor granitoide, a fost studiat de Savu (1970), ce deosebește un „autoretromorfism sau retromorfism static” datorat soluțiilor sinmetamorfice tîrzii sau celor degajate din masivele granitoide, și un „alloretromorfism sau retromorfism dinamic” ce reprezintă efectul în infrastructură al metamorfismului progresiv al suprastructurii paleozoice.

Asemănător situației descrise pentru formațiunea de Drăgșan, recunoaștem în cazul formațiunii de Lainici-Păiuș un autoretromorfism, un retromorfism dinamic și un retromorfism regional. Autoretromorfismul (Savu, 1970) apare legat nu atît de marile masive granitoide, cît de injecțiile migmatice, bogate în volatile (H_2O , CO_2 , B, F). Sub influența acestora are loc cloritizarea biotitului și granatului, decalcifierea și sericitizarea plagioclazilor, pinitizarea silicașilor de aluminiu etc., fără apariția unor modificări structurale ale rocilor.

Retromorfismul dinamic este deosebit de evident în zona învecinată faliei Virful lui Stan—Curmăthra Oltețului, fiind echivalent cu cel ce a afectat și formațiunea de Drăgșan. Pe cîteva sute de metri (uneori chiar cîteva kilometri) de la falie, gnaisele micacee cu grafit sau calcarele cristaline sînt



intens laminate, îndeosebi de-a lungul unor falii secundare, paralele cu cea principală. În astfel de roci, mineralele de temperatură înaltă apar zdrobite, cu extincții ondulatorii, înlocuite în grade diferite de minerale de temperatură scăzută: clorit, actinot, stilpnomelan, sericit etc. Falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului fiind presiluriană (Berza și Seghedi, 1975 b, Berza, 1975; Stănoiu, 1976), vîrsta acestui retromorfism dinamic este postcadomiană și presiluriană, fiind deci cuprinsă în intervalul Cambrian—Ordovician.

Retromorfismul regional (echivalent cu cel definit de Savu ca allorotromorfism hercinic) este observabil îndeosebi în zonele din apropierea limitei cu suprastructura hercinică (Savu, 1970, 1972). El este pus în evidență atât de modificările mineralogice — decalcifierea plagioclazilor, cloritizarea biotitului și granatului etc. — cit și de apariția unei noi șistozități. Spre deosebire de retromorfismul dinamic legat de falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului, ce poate fi urmărit din Culmea Cernei, prin munții Vilcan, pînă în munții Paring, retromorfismul regional scade în intensitate de la est spre vest, în directă relație cu scăderea în acest sens a intensității metamorfismului progresiv al formațiunilor paleozoice (Pavelescu și Maria Pavelescu, 1964 a). Astfel, în Culmea Cernei, formațiunea de Lainici-Păiuș din baza formațiunii siluriene nemetamorfozate de Valea Izvorului (Stănoiu, 1972) este afectată doar de retromorfismul dinamic legat de falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului, în timp ce în estul munților Vilcan și în munții Paring șisturile cristaline din infrastructura precambriană sînt intens retromorfozate regional, îndeosebi în zonele învecinate cu suprastructura paleozoică (Savu, 1970, 1972). Cum distanța dintre falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului și sinclinalul de paleozoic de la Rafaila este de numai cîțiva kilometri, cele două etape de retromorfism nu pot fi deosebite în teren, dar existența lor este evidentă, retromorfismul dinamic avînd loc înainte de depunerea calcarelor și șisturilor grafitoase paleozoice ce acoperă falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului (Manolescu, 1937 a; Berza, 1975), în timp ce retromorfismul regional este legat de metamorfozarea acestor depozite în faciesul șisturilor verzi, ca un efect al orogenezei hercinice (Savu, 1970).

Fazei de metamorfism regresiv i se datoresc șistozitățile S_2 — formată în momentul de retromorfism dinamic și S_3 — rezultat al retromorfismului regional, ambele cvasiparalele ca direcție cu S_1 , șistozitatea fazei de metamorfism regional progresiv în faciesul amfibolitelor, dar frecvent cu cădere diferită (Savu, 1970, 1972; Berza și Seghedi, 1975 a, 1975 b).

În concluzie, considerăm că formațiunea de Lainici-Păiuș este alcătuită, de jos în sus, dintr-un complex carbonato-grafitos, ce reprezintă echivalentul metamorfic al unui complex de argile, în general bituminoase, cu nivele calcaroase importante și intercalații grezoase subordonate, și un complex al cuarțitelor și gnaiselor biotitice, care corespunde unui complex detritic format din alternanțe de gresii arcoziene, gresii oligomitice și arcoze, cu rare intercalații argiloase sau carbonatice. Această formațiune a suferit în orogeneza cadomiană un metamorfism regional în faciesul amfibolitelor cu cordierit, cvasisincron cu o intensă migmatizare arteritică și cu punerea în loc



a masivelor granitoide de Busești, Frumosu, Tismana, Bilita, Suseni, Sușița, Bratcu, Reci și Cărpiniș—Novaci, iar în Paleozoic a fost afectată de un **retromorfism** în faciesul șisturilor verzi, subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit, deosebit de evident în zonele învecinate cu falia Vîrfului lui Stan—Curmătura Oltețului sau cu suprastructura paleozoică.

3. *Relațiile dintre formațiunea de Drăgășan și formațiunea de Lainici-Păiuș*

Relațiile în spațiu și timp dintre cele două formațiuni cristalofiliene ce alcătuiesc fundamentul precambrian al părții externe a autohtonului danubian au fost variat interpretate, constituind pînă în prezent o problemă în discuție.

Șchițată de Mrazec (1904), structura majoră a munților Vilcan este pusă în evidență de Manolescu (1937 a, 1937 b), ce constată existența a două blocuri anticlinorii — alcătuite din amfibolite și seria clastică în nord, granit de Sușița și seria de Lainici-Păiuș în sud — separate prin zona de nilonizare Pasul Vulcan—Jiu—vîrfurile Reci, blocul nordic pîrînd a-l încăleca pe cel sudic. Atribuind formațiunii de Lainici-Păiuș calcarele cu silicați intercalate în amfibolite, Manolescu (1937 a, 1937 b) și Paliuc (1937) consideră că dioritele din care au rezultat amfibolitele dau fenomene de contact cu calcarele, fiind deci mai noi decît formațiunea de Lainici-Păiuș. După un metamorfism regional ce transformă dioritele în amfibolite și depozitele sedimentare ale seriei clactice și formațiunii de Lainici-Păiuș în șisturi cristaline, se produce punerea în loc a granitelor de Sușița și Paring, astfel încît succesiunea în timp a celor patru elemente principale ce constituie fundamentul munților Vilcan ar fi: seria de Lainici-Păiuș, diorite (complexul amfibolitelor), seria clastică, granit de Sușița.

Pavelescu (1953) separă în munții Retezat seriile de Drăgășan și de Pilugu, ultima fiind ulterior echivalată cu cea de Lainici-Păiuș; seria de Pilugu este reprezentată ca afundîndu-se spre nord sub seria de Drăgășan. Pavelescu et al. (1964), Pavelescu și Maria Pavelescu (1970) și Schuster (1972) susțin sincronismul seriei de Lainici-Păiuș, depusă pe un platou continental, cu complexul amfibolitic al seriei de Drăgășan, format într-un șanț geosinclinal prin acumularea materialului vulcanogen-bazic și terigen pelitic; discordant peste ambele formațiuni este depus complexul clorito-sericitos al seriei de Drăgășan, punerea în loc a granitelor avînd loc ulterior. Analiza tectonică efectuată de Pavelescu et al. (1964) în defileul Jiului indică metamorfozarea formațiunilor de Lainici-Păiuș și Drăgășan (complexul amfibolitic) în aceeași fază, orientarea și simetria elementelor structurale fiind asemănătoare, dar limita dintre ele este tectonică, compartimentul nordic apărînd ridicat. Solomon (r 1968) ajunge însă la o concluzie diferită, considerînd că în zona Pasul Vulcan—Jiu are loc o îndîntare laterală între faciesul sedimentogen-magmatogen (amfibolitele din nord) și cel sedimentogen-detritogen (cuarțitele din sud) al seriei de Lainici-Păiuș, ce ocupă în acest caz întregul cristalin din defileul Jiului. Savu et al. (1971) apreciază că seria de Drăgășan suportă, în zona sudică a munților Vilcan



și Paring, seria de Lainici-Păiuș, versantul nordic al acestor masive fiind acoperit de seria clastică, conglomeratică. Recent, Savu et al. (1973 b, 1974) prezintă însă o schemă diferită de orizontare a formațiunilor cristalofiliene din autohtonul danubian, în care formațiunea de Lainici-Păiuș, mai veche, este atribuită Precambrianului superior Pc III 1, formațiunea de Drăgșan este considerată mai nouă — Pc III 2, iar „seria de Vulcan“, echivalentă cu seria clastică (Manolescu, 1937 a), este datată Cambrian 1-2.

În Culmea Cernei, Manolescu (1937 b), Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 a), Stănoiu (1972) și Berza și Seghedi (1975 a, 1975 b) constată existența unei importante falii între formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păiuș, doar Iancu (1974) apreciind că formațiunea de Lainici-Păiuș se dispune discordant și transgresiv peste cea de Drăgșan.

Natura tectonică a relațiilor dintre formațiunile de Lainici-Păiuș și Drăgșan din Culmea Cernei, munții Vilcan și munții Paring este un punct asupra căruia majoritatea cercetătorilor sînt de acord. Deosebit de evident în Culmea Cernei, planul de falie înclină cu circa 80° spre nord și este marcat, pe cîteva zeci de metri, prin milonitizări extrem de accentuate ale ambelor formațiuni; mai departe, pînă la 1—2 km distanță, apar nenumărate zone milonitice paralele, orientate tot NE-SW/80°N. Chiar pe planul de falie, dar și pe numeroase plane subparalele cu el, sînt insinuate filoane de microdiorite porfirice, și ele puternic laminate. Această falie, pentru care am propus denumirea de falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului (Berza și Schuster, în Savu et al., r 1975), poate fi urmărită pe hărțile geologice la scara 1 : 200 000 ale Institutului geologic pînă în valea Oltețului, unde este puternic decroșată de falia Oltețului, dispărînd mai la est sub formațiuni paleozoice (Schuster, comunicare verbală, 1974). În zona virfului Reci, pe aceste hărți ea este întreruptă de un corp granitic, ce pare astfel mai nou (Pavelescu și Maria Pavelescu, 1970); profilele de la Reci publicate de Georgescu (1969) sînt însă concludente: falia există, separînd formațiunea de Drăgșan de „complexul de Reci“ al autorului citat, de fapt complexul carbonato-grafitos al formațiunii de Lainici-Păiuș, intens granitizat.

Un alt element important în discuția privind relațiile dintre formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păiuș este paralelismul direcțiilor structurale din cele două formațiuni: NE—SV în Culmea Cernei, E—V în estul munților Vilcan și vestul munților Paring, din nou NE—SV în estul munților Paring. Datorită acestui fapt, falia direcțională Virful lui Stan—Curmătura Oltețului aduce în contact aceleași pachete pe distanțe considerabile, situație pe care am observat-o în Culmea Cernei, unde pe circa 25 km, între Motrul Sec și Oslea, falia desparte complexul gnaiselor micacee al formațiunii de Drăgșan de un nivel metric de calcare cristaline din complexul carbonato-grafitos al formațiunii de Lainici-Păiuș.

Dintre cele trei posibilități susținute de diferiții cercetători: formațiunea de Drăgșan mai veche; formațiunea de Lainici-Păiuș mai veche; formațiuni sincrone îndințate, nici una nu poate fi în prezent dovedită sau infirmată cu certitudine, datări paleontologice sau radiometrice concludente lipsînd, iar relațiile tectonice dintre ele făcînd necesare argumente indirecte. Avînd în vedere puternicul contrast litologic dintre cele două formațiuni, ipoteza



îndințării de facies ni se pare cel mai puțin probabilă²⁵. Calcarele cristaline din formațiunea de Drăgșan aparținându-i acesteia și nereprezentând enclave de Lainici-Păiuș într-un diorit (Manolescu, 1937 a; Paliuc, 1937), ipoteza anteriorității formațiunii de Lainici-Păiuș față de cea de Drăgșan nu e justificată de nici un argument. Ipoteza unei succesiuni în timp: formațiune de Drăgșan urmată de formațiune de Lainici-Păiuș este însă susținută de următoarele constatări:

a. Harta aeromagnetică (Cristescu et al., r 1963; Roșca et al., r 1971, r 1973) a Culmii Cernei și munților Vilcan nu prezintă contrastul accentuat dintre cele două formațiuni pe care era normal să-l aibă, ținând cont de deosebirile frapante de parageneze dintre amfibolite pe de-o parte, gnaise și cuarțite pe de altă parte. Singura zonă din perimetrul amfibolitelor în care apar valori mai ridicate ale ΔTa este partea estică a munților Vilcan, sugerînd existența în acest loc a unor înrădăcinări ale aparatelor vulcanice ale căror cinerite s-au depus în zonele învecinate, dînd în metamorfismul ulterior amfibolitele rubanate și gnaisele amfibolice. Chiar și în această zonă, în dreptul faliei Virful lui Stan—Curmătura Oltețului nu apare un gradient puternic al anomaliei. Lipsa oricărui contrast (Culmea Cernei) sau scăderea gradată a ΔTa (estul munților Vilcan), de la formațiunea de Drăgșan la cea de Lainici-Păiuș, trăsături observabile pe harta aeromagnetică (ce pune în evidență structurile regionale, înregistrînd doar contrastele între unități cu grosimi mari și caractere chimice diferite) pot fi interpretate ca indicînd existența în fundamentul zonei ocupate de formațiunea de Lainici-Păiuș a amfibolitelor formațiunii de Drăgșan, ce contribuie astfel la ridicarea fondului ΔTa al acestui perimetru la valori apropiate de cele ale compartimentului nordic.

b. După Manolescu (1937 a, 1937 b), Pavelescu et al. (1964), Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 a, 1962 b, 1970), Bercia și Elvira Bercia (r 1963) compartimentul de la nord de falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului apare ridicat în raport cu cel de la sud de această falie, sugerînd deci o poziție inițială inferioară a formațiunii de Drăgșan în raport cu cea de Lainici-Păiuș.

c. Schuster (comunicare verbală, 1974) a identificat în galeriile din zona Oltețului, în granite biotitice, blocuri metrice sau de zeci de metri de amfibolite, asemănătoare cu cele din formațiunea de Drăgșan.

d. Formațiunea de Drăgșan are la partea superioară un complex metapelitic, iar formațiunea de Lainici-Păiuș debutează printr-un complex metapelitic.

e. Altit în concepția clasică a geosinclinalelor, cît și în cea modernă a tectonicii plăcilor, formațiunile ofiolitice se dezvoltă înaintea celor de tip fliș.

²⁵ În acest caz, cele două formațiuni ar reprezenta domenii diferite de sedimentare. Lipsa zonei de tranziție ar indica că apropierea actuală ar fi datorată șarierii formațiunii de Drăgșan, falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului reprezentînd un plan de șariaj. Puternica înclinare, observată pe circa 1000 m diferență de nivel, a planului faliei amintite, face însă greu de acceptat această interpretare a liniei tectonice, fără însă a o exclude complet.



Pe baza acestor indicații, considerăm ca cea mai probabilă ipoteza unei succesiuni de depunere : formațiune de Drăgșan, formațiune de Lainici-Păiuș.

O altă problemă legată de aceste formațiuni este sincronismul sau heterocronismul metamorfismelor suferite. După Manolescu (1937 a, 1937 b), Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 a, 1962 b, 1964), Pavelescu et al. (1964), Schuster (1972) Bercia (1968), Giușcă et al. (1969), Savu et al. (1974) formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păiuș au fost metamorfozate în același moment, vârsta acestuia fiind diferită de la un autor la altul. Principalul argument al acestei constatări este paralelismul elementelor structurale (Pavelescu et al., 1964) și aparenta asemănare de facies metamorfic dintre cele două formațiuni. O opinie diferită a fost emisă de Iancu (1974)²⁶, ce atribuie metamorfismul formațiunii de Drăgșan și punerea în loc a masivului de Culmea Cernei orogenezei prebaicaliene, metamorfismul formațiunii de Lainici-Păiuș și intruziunea granitoidelor de Sușița și Tismana datorându-se orogenezei baicaliene.

În stadiul actual al cercetărilor, luarea unei poziții în această chestiune este hazardată, numărul, natura și vârsta metamorfismelor suferite de aceste formațiuni fiind încă divers interpretate. În așteptarea unor argumente concrete, putem însă reaminti următoarele fapte :

a. În timp ce în formațiunea de Drăgșan a fost pus în evidență (Berza și Seghedi, 1975 a) un metamorfism regional în faciesul amfibolitelor cu almandin, în formațiunea de Lainici-Păiuș nu a fost dovedit pînă în prezent decît un metamorfism în faciesul amfibolitelor cu cordierit, sincron (Savu, 1970, 1972) cu punerea în loc a granitoidelor.

b. Paragenezele citate de Paliuc (1937) în zonele învecinate masivului granitoid de Paring (cantonat în formațiunea de Drăgșan) indică un metamorfism de presiune scăzută, asemănător cu cel care a afectat formațiunea de Lainici-Păiuș.

c. Pe baze microtectonice, Bercia și Elvira Bercia (r 1963) și Savu et al. (1975) consideră granitoidele de Culmea Cernei și Paring sincinematice, formarea lor avînd deci loc în momentul metamorfismului de tip barrowian al formațiunii de Drăgșan.

d. Tot cu ajutorul microtectonicii, Savu (1970, 1972) susține sincronismul punerii în loc a plutonilor de Sușița și Cărpiniș—Novaci cu metamorfismul de presiune coborîtă al formațiunii de Lainici-Păiuș.

e. Analiza structurală a defileului Jiului (Pavelescu et al., 1964) a indicat metamorfismul comun al ambelor formațiuni.

f. Tot în defileul Jiului, anticlinalul formațiunii de Drăgșan prezintă o afundare de 20°—30° spre NE (Pavelescu et al., 1964), în timp ce anticlinalul Nedeu—Sușița—Tismana, din cadrul formațiunii de Lainici-Păiuș, se afundă cu cîteva grade spre SV (Savu, 1970).

²⁶ Nu trebuie însă uitat că Mrazec (1904) consideră amfibolitele din Culmea Cernei ca aparținînd grupului I, în timp ce zona ocupată de formațiunea de Lainici-Păiuș este repartizată grupului II, sugerînd astfel o diferență de vîrstă și metamorfism între cele două formațiuni.



Ignorând elementele amintite la punctele b și f și învingând greutatea întâmpinate în explicarea raporturilor spațiale dintre cele două formațiuni, sincronismul metamorfismelor lor ar putea fi susținut. În acest caz, nu se mai poate însă concepe un metamorfism unic, ci o pereche de fișii metamorfice (paired metamorphic belts — Miyashiro, 1972), una cu metamorfism de presiune ridicată (Drăgșan) și una cu metamorfism de presiune coborâtă (Lainici-Păiuș). Ipoteza heterocronismului metamorfismelor celor două formațiuni vine în contradicție numai cu punctul e. Constatarea unor plonjuri diferite în zone învecinate ale formațiunilor de Drăgșan și Lainici-Păiuș (punctul f) arată însă că doar direcțiile axelor structurale sînt paralele, aspect normal într-o regiune în care direcția compresiunilor este considerată aceeași din Precambrian pînă în Terțiar (Schuster, 1972; Savu, 1970, 1972). În acest caz, succesiunea evenimentelor ar fi următoarea: a) metamorfism regional de presiune ridicată al formațiunii de Drăgșan; b) metamorfism regional de presiune coborâtă al formațiunii de Lainici-Păiuș și punerea în loc a masivelor granitoide cantonate în această formațiune (și a plutonilor de Culmea Cernei și de Paring din formațiunea de Drăgșan?); c) formarea structurii actuale prin ridicarea compartimentului nordic, fenomen însoțit de un retromorfism dinamic; d) depunerea formațiunilor paleozoice; e) metamorfizarea acestora în condițiile faciesului sisturilor verzi, în paralel cu un retromorfism regional al formațiunilor de Drăgșan și Lainici-Păiuș; f) sedimentare și tectonică alpină.

Departa de a fi niște concluzii, cele două posibilități amintite au fost discutate tocmai pentru a se sublinia gradul încă insuficient de cunoaștere a fundamentului părții externe a autohtonului danubian și necesitatea investigării acestuia prin metode noi, dintre care cele mai promițătoare ni se par determinările de vîrstă model Rb/Sr, studiile de geochimie a izotopilor stronțului și analizele microfloristice.

4. Masivele granitoide din partea externă a autohtonului danubian

Orice studiu necesitînd o clasificare, am separat în zona situată la sud de falia Cerna—Petroșani o suită de migmatite arteritice și masive granitoide. Această distincție este bazată pe natura în general circumscrisă (Raguin, 1957) a plutonilor, limitele cu cristalinul fiind în general ușor de cartografiat (pl. IX). Cu toate acestea, existența unor frecvente apofize satelite, precum și intensitatea fenomenului de migmatizare arteritică, ce duce în unele porțiuni la formarea unor zone hectometrice omogene de granitoide nebulitice, explică diferențele dintre hărțile geologice realizate pînă în prezent în regiune, datele de teren putînd fi diferit interpretate. Această situație este mai puțin evidentă în formațiunea de Drăgșan (în parte datorită migmatizării mult mai puțin pronunțate a acesteia, în parte datorită marii asemănări petrografice dintre granitoidele de Culmea Cernei din masiv și apofize) sau în cazul masivelor predominant granodioritice intruse în formațiunea de Lainici-Păiuș, ce diferă semnificativ de granitoidele migmatice, dar



ajunge pregnantă în cazul masivelor de granite potasice, ale căror apofize pot fi ușor confundate cu feldspatizările migmatice.

Sav u (1970, 1972; Sav u et al., 1971, 1972, 1973 a, 1973 b, 1974) distinge, în afara migmatitelor arteritice, plutoni sinorogeni (predominant granodioritici) și plutoni tardeorogeni, reprezentați îndeosebi prin granite potasice. Avînd însă în vedere faptul că relațiile cu cristalinul asemănătoare (formă în mare concordantă, foliațiile de cristale și enclave paralele cu S_1 , dispoziția șlirilor paralel cu structura regională, sisteme de fisuri, zonă cu sillimanit la contact) nu justifică o clasificare tectonică, vom utiliza una petrografică, separînd masive predominant granodioritice și masive predominant granitice. Aceasta nu exclude însă posibilitatea unui mic decalaj în timp, succesiunea cea mai probabilă fiind: suită migmatică, masive predominant granodioritice, masive predominant granitice, toate avînd însă un caracter sinorogen (în sens larg) marcat. În Culmea Cernei și munții Vilcan distingem masivele predominant granodioritice de Culmea Cernei, Frumosu, Bîlta și Sușița și masivele predominant granitice de Busești, Tismana, Suseni și Bratcu.

Masivul granitoid de Culmea Cernei²⁷ (Manolescu, 1937 b; Bercia și Elvira Bercia, r 1963; Iancu, 1974; Berza și Seghedi, 1975 a) se caracterizează prin predominarea granodioritelor cu biotit \pm hornblendă, foliație de cristale și enclave paralelă cu șistozitatea S_1 a formațiunii de Drăgășan, formă alungită concordantă, zonă migmatică periferică și apofize mai îndepărtate, ce corespund din punct de vedere petrografic cu rocile din masiv. Ca un efect al mișcărilor mai noi, în pluton apar numeroase zone milonitice orientate NE—SV, paralel cu falia Virful lui Stan—Curmătura Oltețului și cu falia Cerna—Petroșani.

Masivul granitoid de Frumosu (Manolescu, 1937 b; Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 a; Solomon, r 1964) este alcătuit din diorite cuarțifere și granodiorite cu biotit și hornblendă, are o formă alungită concordantă, dar pare lipsit de enclave și cu foliația primară slab exprimată. Acest pluton mai puțin cunoscut, ce se dezvoltă însă din bazinul Motrului, prin zona de izvoare a Bistriței, pînă în munții Nedeia și Arcanul, are de asemenea numeroase zone milonitice orientate NE—SV, îndeosebi în partea sa nord-estică, aproape în întregime laminată în timpul mișcărilor ce au dus la formarea faliei Virful lui Stan—Curmătura Oltețului.

Masivul granitoid de Bîlta (Berza, 1972) este format din diorite cuarțifere și granodiorite cu biotit și hornblendă ce se aseamănă pînă la identitate cu cele de Frumosu, avînd aceeași textură neorientată și structură

²⁷ Introducem această denumire, în locul celei de „granit de Cerna” utilizată pînă în prezent, deoarece Codarcea (1940) a descris ca granite de Cerna granitele ce apar în zona stațiunii Herculane. Aceste granite, ce se aseamănă mult cu granitele de Ogradena în a căror prelungire apar, diferă însă de granitoidele ce apar în Culmea Cernei. Dealtfel, situarea acestor două zone granitice de o parte și de alta a faliei Cerna—Petroșani, accident tectonic alpin deosebit de important, face puțin probabilă apartenența lor (ca faciesuri diferite) la același pluton (Săndulescu, comunicare verbală, 1974).



hipidiomorfă caracteristică. Acest corp apare la zi în zona de izvoare a văii Bilita și se dezvoltă spre NE, fiind însă acoperit de cuvertura mezozoică, de sub care mai reapare pe cursul mijlociu al râului Sohodol.

Masivul granitoid de Sușița (Mrazec, 1898; Ionescu-Bujor, 1911 a; Manolescu, 1937 a; Ghika-Budești, 1940; Savu, 1970; Savu, et al., 1971, 1972, 1973 b) este cel mai mare pluton din Carpații Meridionali, dezvoltându-se din bazinul Sușiței spre est, până în Curmătura Oltețului. Savu (1970) separă un corp sincinematic alcătuit preponderent din granodiorite, mai rar granite, diorite cuarțifere sau meladiorite și corpuri satelite de granite tardeorogene.

Masivul granitoid de Busești (Codarcea, 1940) este tot un pluton compus, cu o zonă nord-vestică de diorite cuarțifere și granodiorite bogate în biotit și o parte principală monotonă, formată din granite biotitice cu granat. Deși rocile au în general o textură neorientată, o caracteristică structurală importantă a masivului este dată de câteva fișii de calcare cristaline (mai rar și gnaise micacee) ale formațiunii de Lainici-Păiuș, cu o grosime redusă dar cu continuitate pe direcție de câțiva kilometri, dispuse NE-SV, paralel cu direcția structurală regională.

Masivul granitoid de Tismana (Ionescu-Bujor, 1911 a; Manolescu, 1937 b; Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 a, 1962 b; Pavelescu și Dimitrescu, 1966; Berza, 1972; Berza și Medesșan, 1972; Iancu, 1972) are de asemenea o zonă nord-vestică predominant granodioritică și dioritică, o zonă centrală în care șlirele de acest tip devin subordonate în masa granitelor porfiroide și o zonă estică și sudică omogenă, granitică. Foliațiile de megacristale și enclave sînt paralele cu cele ale cristalinului, ale cărui axe structurale pot fi astfel urmărite în pluton.

Masivele granitoide de Suseni și Bratcu (Savu, 1970; Savu et al., 1972) sînt alcătuite din granite cu biotit \pm muscovit și au un feldspat potasic caracteristic, biax pozitiv și cu numeroase incluziuni de grafit, ce-i imprimă o culoare cenușiu-închisă.

C. Complexul filonian presilurian

Separăm sub denumirea comună de complex filonian presilurian (Berza și Seghedi, 1975 b) ansamblul de dyke-uri și sill-uri de microdiorite, microgranodiorite și microgranite porfirice sau echigranulare, puse în loc după metamorfismul și granitizarea formațiunilor de Drăgșan și Lainici-Păiuș și înainte de depunerea formațiunii ordovician superior — siluriene de Valca Izvorului, în timpul și în directă conexiune cu mișcările ce au dus la formarea faliei Vîrfului lui Stan — Curmătura Oltețului.

Solomon (1964, 1965) descrie și analizează chimic „porfirite dioritice metamorfozate”, „porfirite dioritice cuarțifere metamorfozate”, „granodiorite metamorfozate”, „metalamprofire” și „metadiorite” din zona Valea de Pești—Arcanu—Sigleu. Stănoiu (1972, 1973 a) consideră că sill-uri asemănătoare, cantonate în complexul carbonato-grafitos al formațiunii de Lainici-Păiuș, reprezintă „metabazite” sau „roci tufogene bazice” ale „formațiunii de Motru”, de vîrstă cambriană; în aceeași zonă, Iancu (1974) descrie „meta-

tufuri", „metaroci bazice" și „metaroci acide" în „complexul carbonatat-tufogen" al formațiunii de Lainici-Păiuș.

Aspectul „metamorfic" al complexului filonian presilurian este datorat laminării sale intense în ultima etapă a mișcărilor ce au dus la formarea faliei Vîrfului lui Stan—Curmătura Oltețului, dyke-urile și sill-urile suferind totodată, împreună cu cristalinul în care sînt cantonate, o adaptare la condițiile faciesului șisturilor verzi, prin cloritizarea melanocratelor, decalcifierea plagioclazilor și apariția stilpnomelanului. Acest fenomen este deosebit de accentuat în cazul filoanelor situate chiar pe planul de falie sau la distanță mică de acesta, fiind însă mult mai puțin evident în regiunile mai îndepărtate. Forma de zăcămint cea mai frecventă este cea de sill sau dyke direcțional, paralel cu S_1 ca direcție, dar cu înclinare diferită; nu lipsesc însă și filoanele (în general de dimensiuni decimetrice) cu orientare întîmplătoare. Grosimile acestor corpuri variază de la decimetri la cîteva sute de metri, iar distanța pe care pot fi urmărite direcțional poate atinge cîteva kilometri în cazul dyke-ului direcțional instalat chiar pe planul de falie în zona pîrîului Dobrota — pîrîul Capra.

Natura petrografică a intruziunilor grupate în complexul filonian presilurian este deosebit de variată, de la tipuri bazice pînă la acide, întîlnindu-se spessartite, melamicrodiorite, microdiorite cu augit și hornblendă (cele mai frecvente), microgranodiorite cu hornblendă \pm biotit, microgranite. Aspectele structurale sînt de asemenea foarte variate, dyke-urile cu o grosime de peste 100 m avînd o granulație de 2—4 mm și structuri hipidiomorf echigranulare, pe cînd cele cu grosimi de cîteva zeci de metri au o granulație mai fină, în jur de 1 mm (eventual și fenocristale de 2—3 mm), iar cele metrice și decimetrice au o structură porfirică caracteristică, cu fenocristale de 1—3 mm și o masă fundamentală extrem de fin cristalizată; uneori însă fenocristalele pot lipsi, structura fiind echigranulară microlitică.

Analizele chimice efectuate pe aceste roci (Solomon, r 1964, r 1965; Berza și Seghedi, 1975 b) indică existența unei treceri gradate din punctul de vedere al chimismului între diferitele tipuri petrografice, reliefînd totodată remarcabila lor varietate. Aspectele de teren (pîrîul Scărișoara, confluența pîrîului Rîsului cu Motrul), în care filoanele microdioritice porfirice le traversează pe cele de microgranite porfirice, arată că evoluția magmatică nu este simplă, amintind alternanțele de chimism ale erupțiilor neogene.

Precizarea poziției acestui complex filonian în evoluția geologică a regiunii se bazează pe următoarele elemente:

a. Intruziunile apar pe planul faliei Vîrfului lui Stan—Curmătura Oltețului sau pe plane subparalele, frecvența lor scăzînd odată cu depărtarea de acesta, dyke-urile cele mai mari și cele mai numeroase fiind întîlnite în formațiunea de Lainici-Păiuș pînă la 2 km depărtare de falie; în formațiunea de Drăgșan ele sînt mai rare, fiind reprezentate numai prin microgranite porfirice (riolite — Solomon, r 1964).

b. Laminarea și adaptarea lor parțială la paragenezele faciesului șisturilor verzi indică continuarea mișcărilor și după punerea în loc a dyke-urilor.

c. Dependența clară a granulației de dimensiunile corpului sugerează amplasarea într-un soclu consolidat și răcit; fenocristalele de cuarț idio-



morf corodat magmatic și de feldspat potasic cu simetrie monoclinică ($\text{Ng} : \perp (010) = 0^\circ$) arată natura hipabisică a complexului.

d. Dacă aceste intruziuni ar precede fazele de metamorfism cadomian, desfășurate în condițiile subfaciesurilor staurolit—almandin și sillimanit—cordierit—muscovit—almandin, paragenezele acestor subfaciesuri, ce apar în imediata vecinătate a dyke-urilor, ar trebui să existe și în cadrul acestora.

e. După Stănoiu (1972, 1973 a) și după observațiile noastre, roci de acest tip nu apar în formațiunea siluriană de Valea Izvorului, fiind însă frecvente în formațiunea de Lainici-Păiuș din baza acesteia.

Din cele de mai sus rezultă că punerea în loc a acestui complex filonian a avut loc după consolidarea infrastructurii precambriene și anterior Silurianului, deci în intervalul Cambrian—Ordovician. Din punct de vedere tectonomagmatic, acest complex ar putea reprezenta fie magmatismul subsecvent al orogenezei cadomiene, fie un magmatism asociat orogenezei caledoniene. Având în vedere incertitudinile orizontării actuale a Paleozoicului inferior din autohtonul danubian, această problemă rămâne deschisă, în momentul de față părînd însă mai probabilă ipoteza magmatismului subsecvent cadomian.

D. Suprastructura paleozoică a părții externe a autohtonului danubian

După o scurtă dar intensă perioadă de eroziune, infrastructura precambriană suferă o mișcare de coborîre, în partea externă a autohtonului danubian instalîndu-se șanțul geosinclinal paleozoic extern (Stănoiu, 1973 b; Năstăsescu, r 1973). Deși cunoscute de multă vreme, formațiunile paleozoice pun încă numeroase probleme, studiul lor fiind în prezent deosebit de activ (Năstăsescu, 1973, 1976; Stănoiu, 1973 a, 1976; Solomon et al., 1976).

*Ordovician superior — Silurian inferior*²⁸. Stănoiu (1972, 1973 a) separă în Culmea Cernei, în baza cuverturii mezozoice, formațiunea de Valea Izvorului, alcătuită dintr-un nivel de conglomerate și cuarțite sericitoase, de la care se trece treptat la filite, ce devin slab grafitoase la partea superioară. În baza filitelor apare un nivel fosilifer, în care au fost identificate celenterate, brahiopode, crinoide și trilobiți, ce indică limita Ordovician—Silurian. După Stănoiu (1972, 1973 a), cuarțitele reprezintă Ordovicianul superior, iar filitele corespund Silurianului inferior, probabil și mediu. După Năstăsescu (r 1973), întreaga formațiune de Valea Izvorului este atribuită Silurianului inferior, eventual și mediu.

În munții Vîlcan, Stănoiu (1976) definește formațiunea de Coarnele, alcătuită din cuarțite albe (cuarțitele de Scurtu) și filite verzi (filitele de Lupeanu), pe care o paralelizează, datorită identității litologice, cu formațiunea de Valea Izvorului.

²⁸ După Stănoiu (1973 a), în zona de obîrșie a Motrului s-ar individualiza, peste formațiunea de Lainici-Păiuș și sub cea de Valea Izvorului, o formațiune cambriană alcătuită din calcare, șisturi grafitoase și produse vulcanice bazice. În realitate, în această regiune, calcarele și șisturile grafitoase aparțin complexului carbonato-grafitos al formațiunii de Lainici-Păiuș, iar „produsele vulcanice bazice” sînt sill-urile și dyke-urile complexului filonian presilurian.



Silurian superior — Devonian inferior (?). Deasupra formațiunii de Coarnele, Stănoiu (1976) separă formațiunea de Tusu, ce apare în două faciesuri distincte, unul conglomeratic (conglomeratele de Capul Plaiului) și unul filitos (filitele de Sgura). Bazat pe succesiunea stratigrafică, pe numeroasele resturi de plante și ostracode și pe paralelizări regionale, Stănoiu atribuie formațiunea de Tusu Devonianului.

Conglomerate asemănătoare, ce remaniază cuarțite albe de tipul celor întâlnite în formațiunile de Coarnele și Valea Izvorului, mai apar în Coadă Oslei. După Năstăsescu (1976), ele se paralelizează cu conglomeratele de Retezat, în care Visarion (1975) identifică o asociație microfloristică ce indică Silurian—Devonian inferior.

Conglomeratele dintre Poiana Mică și Motrul Sec și cele de Piatra Cloșani, inițial paralelizate cu cuarțitele din baza formațiunii de Valea Izvorului (Stănoiu, 1973 a), sînt echivalate de Stănoiu (1976; Stănoiu și Iliescu, 1976) cu conglomeratele de Capul Plaiului ale formațiunii de Tusu, paralelizare extinsă și pentru conglomeratele de la Poiana Bordului și Gruicul Mare, atribuite de Manolescu (1937 b) Permianului. Metapsefitele și filitele grafitoase cu cloritoid de la Rafaila sînt de asemenea echivalate de Stănoiu (1976) cu formațiunea de Tusu.

Carbonifer inferior. Peste formațiunile de Tusu sau de Coarnele, ori direct pe infrastructura precambriană, se dispun depozite separate în vestul munților Vilcan de Năstăsescu (1973) ca „formațiune de Oslea” și conturate ca „formațiune de Girbovu”, în întreaga zonă a munților Vilcan, de Stănoiu (1976). Deși succesiunea stratigrafică a acestei formațiuni este asemănătoare la ambii autori citați, Stănoiu o recunoaște și la est de Valea de Pești, separînd în cadrul ei conglomeratele de Valea Jiului, gresiile de Valea Boului, calcarele de Oslea, gresiile de Balomir, filitele de Valea de Pești și conglomeratele de Răstovanu. După Năstăsescu (1976), aceste depozite sînt atribuite Carboniferului inferior, pe baze microfloristice Solomon et al. (1976) dovedind vîrsta viseană a filitelor de Valea de Pești.

Metamorfismul formațiunilor paleozoice este de asemenea o problemă ce necesită încă studii, căci constatarea făcută de Pavelescu și Maria Pavelescu (1964 a) privind creșterea gradului metamorfic al acestor formațiuni de la vest spre est, deși justificată, este influențată negativ de incertitudinile ce mai persistă în orizontarea stratigrafică, orice concluzie de acest gen trebuind să aibă la bază sincronismul formațiunilor discutate.

Formațiunea ordoviciană superior — silurian inferioară de Valea Izvorului este descrisă de Stănoiu (1972, 1973 a) ca „slab metamorfozată”. În secțiunile subțiri de șisturi argiloase pe care Stănoiu ni le-a pus la dispoziție nu am identificat aspecte mineralogice sau texturale care să indice un metamorfism regional, deși rocile pelitice sînt un indicator sensibil al gradului metamorfic.

Conglomeratele din Coadă Oslei și munții Vilcan (Silurian superior — Devonian ?) prezintă puternice efecte dinamice, galeții de cuarțite albe fiind aplatizați tectonic. După Năstăsescu (1973), Stănoiu (1976) și Solomon et al. (1976), între aceste conglomerate și formațiunea de Oslea,



respectiv Gîrbovu, respectiv Tulișa (Carbonifer inferior) există o deosebire de metamorfism, ce este mai puternic în cazul conglomeratelor; cu toate acestea, Solomon et al. (1976) încadrează atît aceste conglomerate, cît și seria de Tulișa la zona cu clorit. La Rafaila, într-o succesiune paralelizată de Stănoiu (1976) cu formațiunea de Tusu, apar însă șisturi grafitoase cunoscute prin larga dezvoltare a cloritoidului (Mrazec, 1898).

Formațiunea carbonifer inferioară de Oslea este considerată de Năstăsescu (1973) „anchimetamorfică”; deși nu se fac precizări, termeni ca „argile negre sericitoase și grafitoase” indică absența unui metamorfism regional propriu-zis. Stănoiu (1976) consideră însă că formațiunea de Gîrbovu a fost metamorfozată la nivelul faciesului șisturilor verzi, Pavelescu și Maria Pavelescu (1964 a, 1970) și Solomon (r 1967, 1968) citind cloritoid, clorit, epidot, albit în rocile acestei formațiuni.

În munții Paring, Schuster (1974, în Năstăsescu et al., r 1974) identifică în formațiunea paleozoică de Latorița, pe lângă mineralele enumerate mai sus, și stilpnomelanul și biotitul. Prezența biotitului în această regiune, a cloritului în munții Vilcan și absența mineralelor de metamorfism în Culmea Cernei, justifică concluzia exprimată de Pavelescu și Maria Pavelescu (1964 a, 1970) privind scăderea intensității metamorfismului paleozoic de la est spre vest.

Ținînd cont de datele limitate privind vîrsta și faciesul metamorfic al formațiunilor paleozoice din partea externă a autohtonului danubian, deosebirea unor metamorfite caledonienice și a unora hercinice, deși tentantă, este prematură. Polimetamorfă sau doar monometamorfă (dar sigur polifazică), orogeneza paleozoică a avut însă un rol important în evoluția acestui sector al Carpaților Meridionali, atît prin edificarea etajului structural al suprastructurii paleozoice, cît și afectînd, ruptural sau prin metamorfism regresiv, infrastructura precambriană.

E. Cuvertura sedimentară autohtonă

Separăm, în cadrul cuverturii sedimentare autohtone, depozitele nemetamorfozate sau ușor metamorfozate dinamic ale molasei hercinice și cele ale ciclurilor de sedimentare Liasic — Cretacic inferior și Cretacic superior.

Carbonifer superior. După Semaka (1963), în cadrul formațiunii de Schela (Mrazek, 1898) apar, atît pe valea Sușiței, cît și pe valea Jiului (la Rafaila), resturi vegetale indicînd Carboniferul superior. Savu (1970) separă în zona valea Sușiței — valea Porcului „formațiunea de Schela s. str., carbonifer superioară”, formată dintr-un complex inferior grezos, un complex mediu cu șisturi pirofilitice și antracit și un complex superior format din gresii microconglomeratice. Ca un efect al încălzirii granitului de Sușița, această formațiune suferă un metamorfism dinamic în condițiile trecerii de la faciesul zeolitic la subfaciesul cuarț — albit — muscovit — clorit al faciesului șisturilor verzi (Savu, 1970).

Permian. Depozite atribuite Permianului apar în zona valea Cernei — vîrf Domogled (Codarcea, 1940). După Huică (r 1963), Dimitrescu et al. (r 1963), Berza (1972) și Stănoiu (comunicare ver-



bală, 1972) la nord de Mănăstirea Tismana, peste granitul de Tismana și sub cuvertura mezozoică aflorază grauacke și microconglomerate violacee, uneori verzui, ce ar putea reprezenta Permianul²⁹. După Răileanu et al. (1967), depozitele permiane sînt afectate termic și metasomatic de granitul de Tismana, în zona satelor Sohodol și Călugăreni.

Liasic — Cretacic inferior. Pop (1973) atribuie Jurasicului inferior arcozele și microconglomeratele ce formează un orizont cu o grosime de numai 3—50 m, dar extrem de constant; la est de valea Sușitei, Jurasicul inferior este indicat de o asociație floristică (Semak, 1963), identificată tot în cadrul formațiunii de Schela (sensu Mrazec, 1898), ce conține și resturi carbonifere. După Pop (1973), Jurasicul mediu este reprezentat printr-un pachet gros de 1—20 m constituit din calcare grezoase spatice, iar Jurasicului superior îi revine o stivă de circa 200 m de roci carbonatice. În continuitate de sedimentare, Cretacicul inferior este tot carbonatic, peste Jurasic urmînd circa 50 m de depozite atribuite Neocomianului și 200—300 m de calcare de tip urgonian, de vîrstă barremian-aptiană (Pop, 1973).

Cretacicul superior începe printr-un orizont marno-argilos (1—70 m) dispus transgresiv, uneori chiar discordant, de vîrstă cenomanian — turonian inferioară și medie, urmat de un complex areno-lutitic (200—400 m) frecvent în facies de wildflysch, de vîrstă turonian superior? — senoniană, în care apar roci ofiolitice (Pop, 1973).

F. Cuvertura post-tectonică

După definitivarea, în faza laramică, a tectonicii majore a Carpaților Meridionali, într-o serie de bazine intramontane (Petroșani, Băhna, Bața) se acumulează depozite atribuite Oligocenului, Miocenului și Pliocenului (Codarcea et al., 1961). Spre sud, structurile laramice sînt acoperite transgresiv și discordant de depozitele depresiunii getice, reprezentate prin Tortonian — Sarmatian, Meotian și Pontian (Pop et al., 1975).

G. Considerații tectonice

Structura actuală a Culmii Cernei, munților Vilcan și munților Paring este rezultatul final al mai multor cicluri orogenice, începînd din Precambrian și terminînd cu cel alpin. Elementul comun al acestor cicluri este dat de tranziția gradată de la direcțiile structurale E—V ale Carpaților Meridionali centrali, la cele orientate N—S din Banat și Jugoslavia, ca rezultat al subîmpingerii spre NV a pîntenului valah al platformei moesice (Savu et al., 1972; Schuster, 1972). În termenii tectonicii plăcilor, în această zonă s-ar fi realizat subducția microplăcii platformei moesice sub o microplacă nord-vestică, fenomen reluat și întrerupt alternativ în cîteva rînduri,

²⁹ Patru analize palinologice, efectuate de Violeta Iliescu, căreia îi mulțumim pe această cale, nu au permis confirmarea acestei datări, probele fiind sterile



dar cu ultima și cea mai clară manifestare în orogeneza alpină (Rădulescu și Săndulescu, 1973; Bleahu et al., 1973; Hertz și Savu, 1974).

Făcînd abstracție de orogeneza căreia i se datorează cutarea, metamorfoza și migmatizarea formațiunii de Sebeș-Lotru din peticele de acoperire de Balna, Porțile de Fier și Văləri, distingem în regiune ciclurile orogenice cadomian, hercinic și alpin, unele fenomene putînd fi însă și efecte ale ciclului caledonian.

Ciclului cadomian îi atribuim cutarea și metamorfozarea formațiunilor de Drăgășan și Lainici-Păiuș și punerea în loc a masivelor granitoide de Cerna, Frumosu, Bîlta, Sușița, Busești, Tismana, Suseni și Bratcu. Metamorfismul în faciesul amfibolitelor cu almandin al formațiunii de Drăgășan poate fi sincron cu cel în faciesul amfibolitelor cu cordierit al formațiunii de Lainici-Păiuș sau, mai probabil în concepția noastră, îl precede pe acesta din urmă, avînd loc într-o fază mai precoce a aceleiași orogeneze. Prima ipoteză, deși curentă în literatura geologică, implică însă interpretarea celor două formațiuni ca „paired metamorphic belts” (Miyashiro, 1961), iar situarea fișiei cu metamorfism de presiune scăzută la sud-est de cea cu metamorfism de presiune ridicată ar indica subducția microplăcii nord-vestice sub platforma moesică (potrivit amplasării fișilor cu metamorfism de presiune diferită în raport cu zona Benioff — Miyashiro, 1972), invers modelului alpin (Rădulescu și Săndulescu, 1973).

Importantul accident tectonic ce aduce în contact formațiunile de Drăgășan și Lainici-Păiuș, falia Virful lui Stan — Curmătura Oltețului, este datorat tot ciclului cadomian sau celui caledonian, în funcție de localizarea exactă a acestui moment în intervalul Cambrian — Ordovician³⁰. Deși poziția aproape verticală a planului faliei și insinuarea pe el a unor magme sugerează un moment de distensiune, ulterior consolidării infrastructurii cadomiene, importanțele fenomene dinamice din această „zonă tectonică” (Manolescu, 1937 a) indică efectuarea sub compresiune a deplasărilor relative ale compartimentelor.

Al doilea ciclu orogen major ce a afectat această zonă a Carpaților Meridionali este ciclul hercinic, reprezentat probabil prin faza sudetă, dacă se acceptă vîrsta carbonifer inferioară a formațiunii de Oslea (Năstăsescu, 1973), respectiv de Gîrbovu (Stănoiu, 1976) și vîrsta carbonifer superioară a formațiunii de Schela s. str. (sensu Savu, 1970), cu caractere evidente de molasă (Năstăsescu, 1976). Efectele principale ale acestui ciclu sînt cutarea și metamorfozarea în faciesul sisturilor verzi a formațiunilor paleozoice (cu excepția celei de Valea Izvorului, eventual și a celei de Oslea) și, parțial, retromorfozarea regională în același facies a infrastructurii precambriene, în paralel cu regenerarea vîrstelor model K/Ar ale acesteia (Soroșiu et al., 1972). În cazul în care se va dovedi o dis-

³⁰ Vîrsta presiluriană a faliei (Berza, 1975; Berza și Seghedi, 1975 b) este confirmată de Stănoiu (1976), ce constată că formațiunea de Coarnele (Ordovician superior — Silurian inferior) este transgresivă pe ambele compartimente ale acesteia.



cordanță metamorfică între formațiunile paleozoic inferioare și cele paleozoic superioare din suprastructura paleozoică a munților Paring, Vilcan și Retezat, o parte din aceste efecte vor trebui să fie însă atribuite ciclului caledonian.

Principalul rezultat al ciclului alpin este realizarea, în faza laramică, a structurii în pînză de șariaj a Carpaților Meridionali (Murgoci, 1905; Codarcea, 1940), autohtonul danubian fiind încălecat de pînza de Severin și de pînza getică. În Terțiar edificiul astfel format este fracturat, cele mai importante falii post-șariaj fiind cele ce mărginesc grabenul Cernei și grabenul Balta — Baia de Aramă (ambele paralele cu falia presiluriană Virful lui Stan — Curmătura Oltețului) și falia Motrului (Mrazec, 1904; Drăghici, 1962; Pop et al., 1975), orientată N—S.

IV. MASIVUL GRANITOID DE TISMANA

A. Definiere, limitele masivului

Primele menționări în literatura geologică ale rocilor granitoide din regiunea Tismana se datoresc lui Drăghiceanu (1885), ce descrie la Orzești, pe valea Motrului, „porfire cuarțos-sienitice” și lui Ștefănescu (1888), ce observă „granite porfiroide” pe plaiul Tismana. Adevăratul început al îndelungatului și încă rodnicului studiu al granitoidelor de la Tismana îl reprezintă lucrarea prezentată de Mrazec (1904) la cel de-al IX-lea Congres Geologic Internațional de la Viena, în care rocile granitice care aflărează între Polovraci și podișul Mehedinți sint descrise ca „granit de Sușița”.

În teza sa de doctorat, Ionescu-Bujor (1911 a) separă, în regiunea dintre plaiul Sohodolului și valea Sadului, un înveliș de șisturi cristaline metamorfozate prin intruziunea granitelor, un înveliș gnaisic reprezentat prin faciesul gnaisic al granitului și un simbur granitic de Sușița. Acesta este constituit din trei tipuri de granite, cu o distribuție concentrică: „tipul granitului amfibolic”, „tipul Susenilor” și „tipul Tismana”. Tipul Tismana este considerat a reprezenta zona cea mai internă a simburului granitic și este figurat pe harta geologică într-o zonă cuprinsă între valea Jaleșului în est, Piatra Boroștenilor în nord, plaiul Sohodolului în vest și cuvertura mezozoică în sud. Introducînd în literatura geologică noțiunea de granit de Tismana, Ionescu-Bujor (1911 a) dă următoarea definiție: „Granitul «Tipul Tismana» este un granit acid, bogat în feldspați potasici, cari sunt în cristale mari, ce dau granitului un aspect pegmatoid. Feldspații calcosodici mai puțin dezvoltati decît cei potasici, sunt de obicei albi”, făcînd însă și această remarcă: „În interiorul conturului acestui tip de granit, constatăm că granitul pegmatoid nu formează un masiv homogen, ci el trece deseori la faciesurile cu grăunte mijlociu, care păstrează însă aspectul caracteristic al roci, avînd feldspații colorați în alb”.

Manolescu (1937 a) descrie ca granite de Tismana granitele porfiroide cu fenocristale de feldspat potasic din sudul munților Paring, fără a



putea preciza dacă ele reprezintă un facies marginal sau simburile central al masivului de Sușița, ori dacă există două corpuri granitice distincte. În estul munților Vilcan, la Borzii Vineți, Manolescu (1937 a) identifică „granite porfiroide laminate”, pe care le consideră asemănătoare cu cele de Tismana.

Tot Manolescu (1937 b) dă o hartă geologică la scară mai mică, în care masivul granitic de Tismana este figurat între Busești — Baia de Aramă — Piatra Cloșanilor — Piatra Boroștenilor — valea Bistriței, la est de valea Bistriței o fișie îngustă de granitoide de Tismana „în facies gneisic” prelungindu-se pe sub Piva și Tufaia, până în zona Borzii Vineți; în munții Parîng, granitele „de Tismana” dau un mic corp la Stăncești și o fișie mai importantă în zona Drăgoești — Novaci. Zona gneisică este considerată a reprezenta „faciesuri marginale ale granitelor supuse eforturilor tangențiale”, iar o serie de observații „pun în discuție vîrsta și geneza celor două granite (Tismana și Sușița) și se pare, de la început, că granitul de Tismana ar putea fi mai nou”.

Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b) dau următoarea descriere: „Granite — granodiorite porfiroide de tip Tismana. Rocile sînt de obicei de culoare alb-cenușie, uneori cenușiu-negricioasă, fiind constituite din cuarț, feldspați potasici, plagioclazi, biotit, minerale accesorii și secundare. Structura rocilor este holocristalină porfiroidă, iar textura masivă. Cristalinitatea componentelor este foarte variată. Unele tipuri de roci prezintă o cristalinitate foarte fină, altele în schimb, foarte larg dezvoltată. Între aceste două tipuri extreme există toate gradele de tranziții. În ce privește aspectul porfiroid, acesta prezintă o serie întreagă de gradații de la fenocristale abia individualizate în masa microcristalină pînă la fenocristale de 3—5 cm”. În continuare, se remarcă faptul că „în cadrul granit — granodioritelor porfiroide de Tismana se întîlnește destul de frecvent, mai ales în partea nordică a masivului, un facies mai microgranular. În aceste roci foarte bogate în biotit se observă local nuclele, la început discrete, de fenoblaste de feldspați. Pe măsură ce aceste fenoblaste cresc mai mult în dimensiuni și cantitativ, structura devine mai fanerocristalină”.

Dimitrescu et al. (r 1963) consideră că faciesul microgranular bogat în melanocrate reprezintă septe de granit de Sușița și că „diferența între cele două roci (Tismana și Sușița) rezidă nu numai în caracterul porfiroid, ci și în dezvoltarea mai largă a mineralelor granitului de Tismana, și anume chiar ale masei fundamentale a acestuia”.

Pavelescu și Dimitrescu (1966) interpretează, de asemenea, faciesul microgranular ca reprezentînd granitoidul de Sușița și îl descriu ca un diorit cuarțifer format din plagioclaz, biotit, hornblendă, diopsid și cuarț, deosebit deci de granitul de Sușița „leucocrat mai pronunțat” din exteriorul masivului de Tismana.

În aceste condiții, am propus (Berza, 1972), folosirea diferențiată a noțiunilor de „granit porfiroid de Tismana” și de „granitoide de Tismana”. *Granitul porfiroid de Tismana* este un granit cu structură inechigranulară și textură orientată sau masivă, în care megacristale centimetrice de feldspat potasic sînt înconjurate de o masă cu granulație milimetrică, alcătuită din andezin, feldspat potasic, cuarț și biotit, cărora li se pot uneori adăuga



hornblendă, granatul sau muscovitul. *Granitoidele de Tismana* cuprind, în afara granitelor porfiroide, și tipurile petrografice în facies echigranular: diorite, diorite cuarțifere, tonalite, grandiorite, monzodiorite cuarțifere, monzonite cuarțifere, cu structură echigranulară, textură în general orientată și granulație 1—5 mm, alcătuite din proporții variabile de andezin, feldspat potasic, cuarț, biotit, hornblendă, clinopiroxen, ortopiroxen și minerale accesorii, ce apar ca șlire în granitele porfiroide, împreună cu care alcătuiesc masivul de Tismana.

Astfel definite, granitoidele de Tismana formează în vestul munților Vilcan și estul podișului Mehedinți un pluton elipsoidal, orientat NE—SV, cu axa mare de circa 28 km (Boroșteni — Ponoarele) și axa mică de circa 12 km (Pocruia — Piatra Cloșanilor), în care se constată, îndeosebi în zona sa nord-vestică, o frecventă alternanță a șlirilor echigranulare dioritice-granodioritice cu granitele porfiroide, acestea din urmă alcătuind însă peste 80% din masiv, astfel încît, într-o primă aproximație, se poate vorbi despre corpul „granitic” de Tismana. În orice caz, extrapolarea noțiunii de granit de Tismana în regiunile învecinate (Manolescu, 1937 a, 1937 b) nu este recomandabilă, deoarece presupunerea existenței unei continuități între diversele granite porfiroide potasice din partea externă a autohtonului danubian este speculativă, sincronismul punerii în loc a acestor masive fiind însă foarte probabil. De altfel, în studiile recente ale granitelor porfiroide din munții Parîng (Savu, 1972; Savu et al., 1973; Șeclăman și Arseneșcu, 1974 a, 1974 b) sînt folosite denumiri locale, astfel încît noțiunea de „granit de Tismana” rămîne a fi utilizată exclusiv pentru granitele porfiroide din cadrul masivului cu același nume.

Masivul granitoid de Tismana apare de sub cuvertura sedimentară autohtonă și pinza getică, în regiunea lacului Zaton din podișul Mehedinți, de unde poate fi urmărit spre NE, în axul anticlinalului alpin Baia de Aramă — Balta. La est de falia Motrului, în compartimentul ridicat, cuvertura mezozoică rămîne doar ca petice pe înălțimile mai importante, sau în apropierea depresiunii getice, astfel încît limita masivului cu formațiunea de Lainici-Păiuș poate fi ușor urmărită de la barajul de pe riul Motru (nord de Piatra Cloșanilor), pînă în dealul Păltinei. În această zonă, o falie cu compartimentul estic coborît aduce șisturile cristaline mult spre SV, pînă la izvoarele văii Pocruia; de aici conturul masivului este aproape rectiliniu pînă sub calcarele jurasice din Piatra Boroștenilor. La est de acest vîrf, granitoidele de Tismana nu apar decît pe cîteva sute de metri, limita masivului revenind spre SV, pentru a dispărea din nou sub calcarele din platoul Ponor. În această zonă (nord de satul Topești), o fișie de granit porfiroid de Tismana gnaissic poate fi urmărită pînă la est de valea Bistricioarei, unde este acoperită de depozitele mezozoice. Spre sud, masivul Tismana se afundă sub cuvertura sedimentară autohtonă, ce suportă, la rîndul ei, la sud-est de o linie ce unește localitățile Boroșteni — Tismana — Padeș, cuvertura post-tectonică a depresiunii getice.

Între aceste limite, făcînd abstracție de peticele de cuvertură sedimentară autohtonă, masivul granitoid de Tismana ocupă o suprafață de aproape 300 km², fiind deci unul din batolitele importante ale autohtonului Carpați-



lor Meridionali. Forma corpului este concordantă atât la scară mică cât și la scară medie ; în zonele în care marginea masivului nu mai poate fi paralelă cu direcția cristalinului (dealul Păltinei, est de Piatra Boroștenilor), se constată o îndințare a masivului în șisturile cristaline și granitoidele migmatice asociate acestora. Apofizele de granitoide de Tismana sînt rare, dar atunci cînd apar au, de asemenea, forma unor fișii concordante în formațiunea de Lainici-Păiuș.

B. Mineralogia granitoidelor de Tismana

Gama largă de tipuri petrografice întîlnite în masivul de Tismana se datorește variației proporțiilor în care participă la alcătuirea rocilor feldspații potasici, plagioclazii și cuarțul ; mineralele melanocrate sînt reprezentate prin biotite, amfiboli și piroxeni, iar ca minerale accesorii au fost identificate gramatul, ilmenitul, magnetitul, sfenul, rutilul, apatitul, zirconul și orthitul. Mineralele secundare : muscovitul, cloritul, tremolitul, mineralele din grupa epidotului, albitul, prehnitul, calcitul etc., se formează pe seama celor primare, în stadii postmagmatice sau ca un efect al evenimentelor ulterioare suferite de infrastructura precambriană.

1. Feldspații potasici

Constituind circa 40% din volumul granitelor porfiroide, ce reprezintă la rîndul lor aproximativ 80% din masivul de Tismana, feldspatul potasic este mineralul cel mai abundent și caracteristic al acestor granitoide. De la granitele porfiroide și monzonitele cuarțifere, proporția de feldspat potasic scade în monzodiorite cuarțifere și granodiorite, apoi în tonalite și diorite cuarțifere, majoritatea dioritelor și unele diorite cuarțifere fiind complet lipsite de feldspat potasic (fig. 20).

În granitele porfiroide, feldspatul potasic formează cristale centimetrice — obișnuit 2—4 cm, dar atingînd frecvent 5—6 cm, excepțional 10—12 cm — macroscopic idiomorfe („dinți de cal”), tabulare după (010), în general de culoare alb-cenușie, rareori neagră sau roz. Sub microscop se constată însă că idiomorfismul macroscopic al megacristalelor de feldspat potasic este doar aparent, conturul lor fiind sinuos, cu numeroase intrinșuri și retrageri față de masa fundamentală a granitului ; chiar și în interiorul cristalului se găsesc adesea incluziuni de plagioclaz sau cuarț, mai rar biotit sau amfiboli. În afara acestor cristale centimetrice, feldspatul potasic mai formează cristale milimetrice sau submilimetrice, dispuse interstțial între celelalte minerale, identice ca proprietăți optice cu megacristalele.

Pe lângă macla Karlsbad, ce apare frecvent și poate fi observată și macroscopic în eșantion, macla în grătar a microclinului este caracteristică pentru majoritatea cristalelor de feldspat potasic din granitele porfiroide de Tismana.

Dezamestecurile pertitice sînt nelipsite și apar sub forma unor filme, în general dispuse într-un plan ce formează în planul (010) un unghi de 10° cu (001) și un unghi de 8° cu planul axelor optice, aproximativ bisectînd unghiul dintre (001) și PAO ; tot filme pertitice, dar mult mai rare și mai fine,



pot apărea și într-un plan vecin cu (010). După contrastul de relief dintre feldspatul potasic gazdă și filmele pertitice de plagioclaz nemaclat, acesta pare mai bazic decât un albit pur, corespunzând probabil unui oligoclaz. O altă categorie de pertite întâlnite în feldspatii potasici este dată de o rețea de vinișoare cu forme, dimensiuni și poziții extrem de variabile, reprezentată prin albit de asemenea lipsit de macles, probabil An_0 (cu relief apropiat de cel al microclinului), format la temperaturi mai coborâte. În afara acestor pertite propriu-zise, rezultate prin fenomenul de dezamestec, în megacristalele de feldspat potasic mai pot fi observate, pe lângă incluziunile de plagioclaz decalcifiat (albit înțesat cu minerale din grupa epidotului), frecvent dispuse cu planul (010) paralel cu cel al cristalului gazdă, pete cu conture neregulate de albit An_0 , limpede, maclat după legea albitului, de asemenea, în coincidență reticulară cu feldspatul potasic înconjurător. Aceste pete, ce pot apărea independente, sau pot mărgini incluziuni rotunjite de cuarț, au o origine mai puțin clară, putând reprezenta relice de plagioclaz complet decalcifiat și corodat, albitizări sau dezamestecuri. O ultimă formă de asociere a plagioclazilor cu feldspatul potasic este dată de filonașele de albit hidrotermal, ce este dispus, atunci când traversează un cristal de feldspat potasic, cu planul (010) paralel cu al acestuia.

Parametrii optici determinați pe feldspatii potasici din granitele porfiroide sînt extrem de constanți: — $2V = 80^\circ - 84^\circ$ și $Ng : \perp (010) = 17^\circ - 18^\circ$ ³¹ (fig. 3 și 4). Aceste valori au fost obținute atât pe eşantioane din zona centrală a masivului, cit și pe unele cristale cenușiu-negricioase din apropierea contactului cu șisturile cristaline (valea lui Pătru, valea Neguroasă, valea Ciutei, pîrîul Păltinei) din vestul și nordul corpului granitic.

La sud și est de petecul de calcare jurasice din Ponor, în bazinele pîraielor Pîrgavului, Sohodol, Cireșu, Albu și Bistricioara, granitul de Tismana îmbracă un facies gnaisic pe care l-am denumit (Berza, 1972) facies de Topești, după numele celei mai apropiate localități. Acest facies este caracterizat, între altele, de prezența unui feldspat potasic sub forma unor oceli ovoidali, în jur de 1—2 cm, de culoare cenușie pînă la neagră, frecvent maclati după legea Karlsbad, dar lipsiți sub microscop de macles în grătar³². Cristalele de acest tip, ce arată la microscop aceleași contururi sinuoase și incluziuni orientate de plagioclaz înțesat cu minerale din grupa epidotului ca și cele descrise la granitele porfiroide obișnuite, au dezamestecuri pertitice extrem de fine, de forma unor picături elipsoidale aliniate sub-paralel cu (001), alcătuite dintr-un plagioclaz ce corespunde probabil unui oligoclaz-andezin, după cum indică contrastul remarcabil de relief cu feld-

³¹ Determinarea acestui important parametru, ce variază direct proporțional cu triclinitatea, este deosebit de dificilă din cauza slabei dezvoltări pe care o are în general clivajul după (010), spre deosebire de cel după (001), ce nu are însă o valoare structurală, datorită lipsei de semnificație a variațiilor unghiului dintre Nm și $\perp (001)$. Pentru mărirea preciziei determinărilor, am verificat ca poziția polului planului (010) (clivaj și macles) să fie la 90° de polul clivajului după (001).

³² Rezultată din maclarea combinată după planele (010) și (100), această macles poate fi însă prezentă și atunci cînd este prea fină pentru a putea fi decelată la microscop.



spatul potasic gazdă. Determinările efectuate pe feldspații potasici de acest tip au indicat o variabilitate mai accentuată a parametrilor optici (fig. 3 și 4) — $2V$ fiind cuprins între 66° și 84° , mai frecvent 70° — 72° , și $Ng : \perp (010)$ variind între 9° și 16° .

Fig. 3. — Histograma determinărilor de unghi $-2V$ ale feldspaților potasici din :

1, granite porfiroide ; 2, granite în facies de Topești ; 3, granitoide echigranulare (cristale maclate în grătar) ; 4, granitoide echigranulare (cristale nemaclate).

Histogram of the $-2V$ angle determinations of potash feldspars in .

1, porphyroid granites ; 2, granites in Topești facies ; 3, equigranular granitoids (cross twinned crystals) ; 4, equigranular granitoids (untwinned crystals).

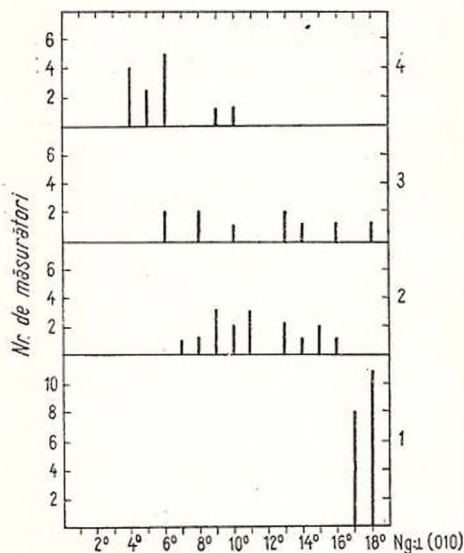
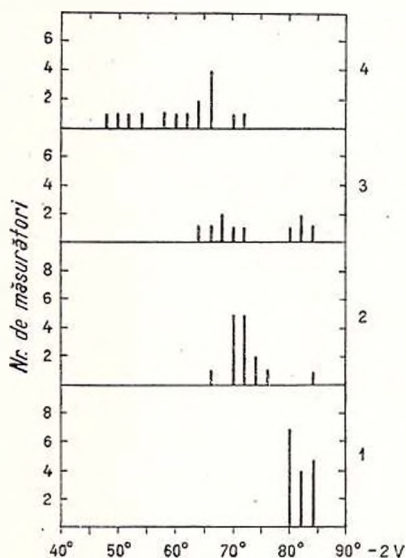


Fig. 4. — Histograma determinărilor de unghi $Ng : \perp (010)$ ale feldspaților potasici din : 1, granite porfiroide ; 2, granite în facies de Topești ; 3, granitoide echigranulare (cristale maclate în grătar) ; 4, granitoide echigranulare (cristale nemaclate).

Histogram of the $Ng : \perp (010)$ angle determinations of potash feldspars in :

1, porphyroid granites ; 2, granites in Topești facies ; 3, equigranular granitoids (cross twinned crystals) ; 4, equigranular granitoids (untwinned crystals).

În granitoidele de Tismana echigranulare (cu granulație 1—4 mm), mai bazine, feldspatul potasic apare în sienite cuarțifere, monzonite cuarțifere, monzodiorite cuarțifere, granodiorite și unele tonalite, diorite cuarțifere și



diorite, sub forma unor cristale anhedrale, a căror participare procentuală volumetrică poate varia foarte mult, fiind unul din factorii ce determină încadrarea rocilor în tipurile petrografice amintite (fig. 20). În linii generale, în aceste granitoidice se constată următoarea situație: în sienite cuarțifere și monzonite cuarțifere feldspatul potasic prezintă macla în grătar, în tonalite, diorite cuarțifere și diorite el apare lipsit de această maclare, în timp ce în granodiorite și monzodiorite cuarțifere cristalele pot avea maclarea în grătar dezvoltată, incipientă sau neobservabilă. Din această cauză, în figurile 3 și 4 au fost reprezentați separat feldspatii potasici cu și fără macle în grătar remarcabile la microscop. Între aceste grupe pot fi observate unele deosebiri ale parametrilor optici, feldspatii maclați în grătar avînd în general — $2V > 68^\circ$ și $Ng : \perp (010) > 7^\circ$, în timp ce cristalele lipsite de acest tip de maclă au de obicei — $2V < 66^\circ$ și $Ng : \perp (010) < 6^\circ$. Aceste deosebiri se regăsesc și în ceea ce privește amplexarea dezamestecurilor pertitice, ce apar frecvent ca picături în feldspatii maclați în grătar, dar sînt absente sau extrem de fine, elipsoidale, în cristalele nemaclaate.

Studiul microscopic al feldspatilor potasici din granitoidele de Tismana permite, ținînd cont de corelația ce există între unghiul $Ng : \perp (010)$ și triclinicitatea Δ (Marfunin, 1961), formularea următoarelor concluzii:

a. În granitele porfiroide, feldspatul potasic este, indiferent de culoare, un microclin-pertit maxim maclat în grătar, cu $\Delta = 1$, iar valoarea medie pentru 16 măsurători ale — $2V$ este de $81,8^\circ$ și corespunde unei compoziții $Ab_{20}Or_{80}$ (Rankin, 1967); avînd în vedere importanța dezamestecurilor pertitice, care pot fi estimate la circa 10% din volum, compoziția globală a feldspatului potasic trebuie să fie în jur de $Ab_{30}Or_{70}$.

b. În granitele porfiroide în facies de Topești, feldspatul potasic cenușiu-negricios, ovaloid, este aparent nemaclat în grătar, dezamestecurile pertitice sînt mai reduse și valorile Δ și — $2V$ sînt variabile.

c. În granitoidele echigranulare, feldspatul potasic, atunci cînd este în cantitate redusă, apare nemaclat, fără dezamestecuri pertitice cu Δ și — $2V$ reduse, iar atunci cînd este în proporție ridicată, se remarcă maclarea în grătar și formarea pertitelor, iar valorile Δ și — $2V$ tind către cele ale microclinului maxim.

Din punct de vedere structural, utilizînd corelația dintre unghiul $Ng : \perp (010)$ și Δ (Marfunin, 1961), toate măsurătorile s-au proiectat în diagrama — $2V : \Delta$ (Laves și Vishwanathan, 1967) în cîmpul „microclinului sanidinic” (fig. 5), ce indică existența unui material triclinic, dar mai dezordonat din punctul de vedere al distribuției Al-Si (Goldsmith și Laves, 1954 b) decît „microclinul maxim”.

În figura 5 se mai poate observa un aspect: între cîmpul feldspatilor potasici din granitele porfiroide, maclați în grătar și cu Δ ridicată, și cel al feldspatilor potasici nemaclați în grătar și cu Δ mică din granitoidele echigranulare, există o zonă intermediară în care se suprapun proiecțiile feldspatilor potasici din granitele în facies de Topești, la care nu se observă maclarea în grătar, și cei din granitoidele echigranulare, maclați în grătar.

Această situație poate fi reală, în care caz este de presupus o deosebire de compoziție chimică între acești feldspai (scăderea conținutului în sodiu



fiind în general o condiție a apariției maclei în grătar) sau poate fi doar aparentă, feldspații potasici din granitele în facies de Țopești fiind macelați submicroscopic; aspectul frecvent moarat al extincției acestor feldspați, ne face să presupunem a doua alternativă ca mai plauzibilă. În acest caz, din

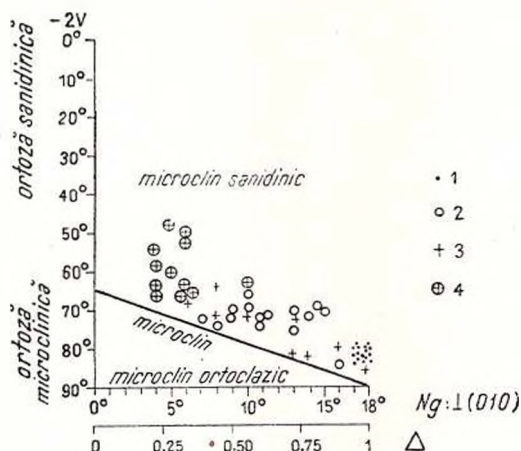


Fig. 5. — Diagrama Marfunin-Laves pentru feldspații potasici din :

1, granite porfiroide ; 2, granite în facies de Țopești ; 3, granitoide echigranulare (cristale macelate în grătar) ; 4, granitoide echigranulare (cristale nemaclate).

Marfunin-Laves diagram for potash feldspars in :

1, porphyroid granites ; 2, granites in Țopești facies ; 3, equigranular granitoids (cross twinned crystals) ; 4, equigranular granitoids (untwinned crystals).

examenul optic al feldspaților potasici din granitoidele de Tismana se poate aprecia că aceștia sînt microcline sanidinice (în concepția lui Laves și Vishwanathan, 1967), macelate în grătar în rocile bogate în potasiu, cu $\Delta > 0,4$ și $-2V$ în general $> 68^\circ$, în timp ce în rocile mai sărace în potasiu macelarea în grătar lipsește, iar Δ este $< 0,3$ și $-2V < 66^\circ$. Deși aceste deosebiri pot fi considerate ca indicînd temperaturi de formare și cinetici ale răcirii diferite pentru cele două categorii de roci (Goldsmith și Laves, 1954 a) aceasta nu este singura interpretare, deoarece deosebirile de compoziție chimică globală a rocii sînt de asemenea un factor ce controlează stabilitatea feldspaților alcalini (MacKenzie și Smith, 1961 ; Nilssen și Smithson, 1965).

Comparînd feldspații potasici din masivul Tismana cu cei din plutonul granitoid de Ogradena (Anastasie, 1975), se constată unele deo-

schiri importante : feldspatul potasic de la Ogradena este întotdeauna maclat în grătar și corespunde unui microclin maxim în zonele în facies gnaisic și unui microclin intermediar în cele masive, situație opusă celei de la Tismana ; în masivul Ogradena nu se întâlnesc feldspați potasici cu Δ foarte scăzută, lipsind tipurile petrografice mai bazice. Între microclinele maxime de la Tismana și de la Ogradena, cu Δ apropiat de 1, există însă, în ciuda habitusului și dimensiunilor diferite, o mare asemănare : — $2V = 80^\circ - 84^\circ$ și pertite abundente, indicând conținuturi în sodiu egale.

2. Plagioclazii

Prezenți în toate granitoidele de Tismana, plagioclazii dau circa 20—40% din fracția leucocrată a granitelor porfiroide, dar predomină asupra feldspatului potasic în monzodiorite și granodiorite, ajungând în numeroase diorite, diorite cuarțifere sau tonalite să fie singurul reprezentant al grupei feldspatilor. Paralel cu creșterea ponderii lor în constituția rocilor, deci cu schimbarea chimismului global al acestora, se remarcă și o variație a conținutului în anortit al plagioclazilor³³, a cărei exprimare grafică este redată în figura 6.

Este de remarcat natura relativ bazică a plagioclazului din granitele porfiroide ($An_{28} - An_{36}$) și o distribuție bimodală a determinărilor efectuate pe aceste roci, explicabilă prin existența granitelor porfiroide cu biotit și hornblendă, ce au un plagioclaz An_{36} , în timp ce granitele porfiroide cu biotit, eventual și cu granat (facies marginal), au un plagioclaz An_{30} . În granitoidele echigranulare de Tismana, limitele de variație ale componentei anortitice a plagioclazilor sînt următoarele : monzonite cuarțifere, $An_{34} - An_{37}$; granodiorite, $An_{32} - An_{42}$; monzodiorite cuarțifere, $An_{33} - An_{39}$; tonalite, $An_{32} - An_{42}$; diorite cuarțifere, $An_{34} - An_{44}$; diorite, $An_{44} - An_{52}$. Se poate deci concluce că plagioclazul caracteristic granitoidelor de Tismana este un andezin, de la acid în granitele porfiroide, pînă la bazic în diorite, cu excepția cîtorva determinări ce au indicat un oligoclaz bazic sau un labrador acid.

În afara bordurilor albitice, limpezi, ce mărginesc frecvent contactul cristalelor de plagioclaz cu feldspatul potasic, structurile zonare sînt extrem de rare în plagioclazii din granitoidele de Tismana. Într-un diorit cu biotit și clinopiroxen din dealul Merișor, am observat totuși existența, pe lîngă cristalele nezonate $An_{37} - An_{42}$, a unor cristale zonate normal, cu mici zone centrale $An_{50} - An_{48}$, de la care se trece gradat, printr-o zonă intermediară destul de largă, la restul cristalului, ce este omogen, cu An_{37} pînă la margine.

Plagioclazii din granitoidele de Tismana sînt întotdeauna maclați, maclele observate fiind, în ordinea frecvenței : albit, albit-Ala B, periclin, albit-Karlsbad și Karlsbad. Discutînd distribuția tipurilor de maclă în diferite categorii de roci, Tobi (1961) consideră că, spre deosebire de situația din șisturile cristaline (în care apar aproape în exclusivitate macle după legea

³³ Determinat la măsura universală Fedorov, prin metoda zonelor (Ritmann, 1929, în Rădulescu, 1965).



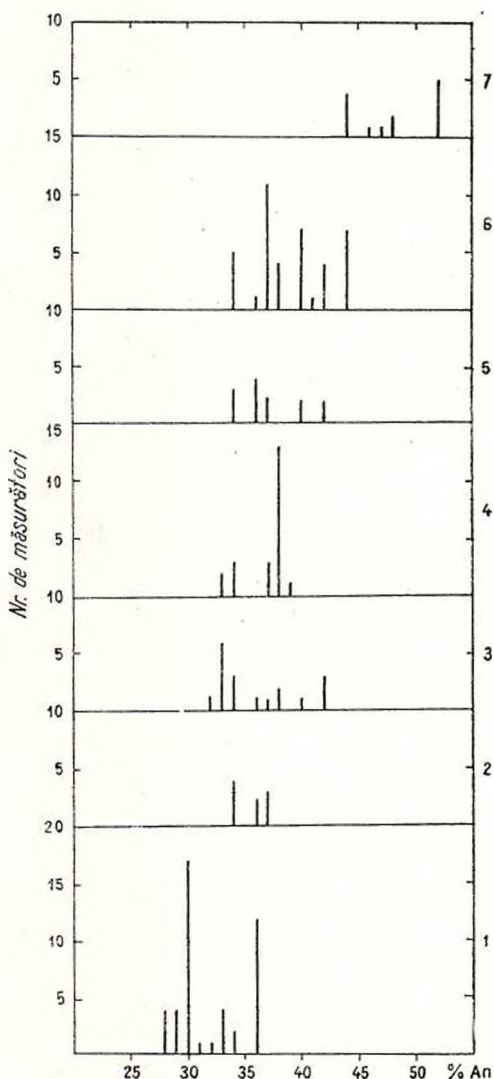
albitului), în rocile magmatice sînt frecvente și macles cu alte plane de alipire decît (010) pe de o parte, și macles simple pe lîngă cele polisintetice, pe de altă parte, constatare confirmată și de tipurile de macles întîlnite în granitoidele de Tismana.

Fig. 6. — Histograma conținuturilor în An ale plagioclazilor din :

1, granite porfiroide ; 2, monzonite cuarțifere ; 3, granodiorite ; 4, monzodiorite cuarțifere ; 5, tonalite ; 6, diorite cuarțifere ; 7, diorite.

Histogram of the contents in An of plagioclases in :

1, porphyroid granites ; 2, quartz monzonites ; 3, granodiorites ; 4, quartz monzodiorites ; 5, tonalites ; 6, quartz diorites ; 7, diorites.



Dimensiunile plagioclazilor din diferitele tipuri petrografice variază mult. Astfel, în granitele porfiroide cristalele de plagioclaz au obișnuit 2—5 mm, dar pot atinge și 1—1,5 cm, în timp ce în granitoidele echigranulare (monzonite cuarțifere, granodiorite, monzodiorite cuarțifere, tonalite, diorite).

rite cuarțifere și diorite) granulația cea mai frecventă a plagioclazului este în jur de 2 mm.

Spre deosebire de feldspatii potasici, plagioclazii prezintă adesea contururi idiomorfe, îndeosebi în raport cu cuarțul. Față de feldspatul potasic pot fi observate și contururi cristalografice, dar în general acestea sînt de nerecunoscut datorită substituției metasomatice ce are loc la contactul dintre aceste minerale, substituție frecvent marcată de concreșterile mirmekitico plagioclaz — cuarț vermicular. Tot de origine metasomatică sînt și petele antipertitice ce pot fi uneori observate pe plagioclaz, cu formă rectangulară, controlată de clivajele acestuia, și în coincidență reticulară, macla după (010) a microclinului fiind paralelă cu cea a plagioclazului.

De asemenea, în contrast cu feldspatii potasici, întotdeauna proaspeți (cu excepția rocilor alterate supergen), plagioclazii apar în general decalcificați, sub forma unui albit înșesat cu clinozoizit, cazurile în care determinarea lor este posibilă fiind foarte rare; fără existența unui mare număr de secțiuni subțiri din granitoidele de Tismana (peste 400), construirea diagramei din figura 6, realizată pe baza a 166 de determinări din 45 de secțiuni subțiri, ar fi fost imposibilă.

3. Biotitele

Biotitul reprezintă mineralul melanocrat din granitoidele de Tismana cel mai important din punct de vedere cantitativ, fiind prezent în proporții ridicate în toate tipurile petrografice: circa 15—30% din rocă în granitoidele echigranulare și circa 5—14% în granitele porfiroide. Cu extrem de rare excepții, biotitul din granitoidele echigranulare este însoțit de cantități variabile de hornblendă, clinopiroxen sau ortopiroxen, în timp ce în granitele porfiroide aceste minerale de regulă lipsesc.

Indiferent de granulația rocii în care apar, cristalele de biotit au o talie de 1—3 mm, un habitus hipidiomorf cu frecvente contururi idiomorfe după (001) și o culoare neagră în eșantion. La microscop se observă clivajul perfect după (001), un unghi — 2V extrem de mic (practic uniaxe) și un pleocroism accentuat, de regulă cu următoarea schemă: Ng, Nm — brun-roșcat; Np — galben deschis. Frecvent biotitul din granitoidele de Tismana apare cloritizat, parțial sau total, cu separarea unor pulberi de leucoxen sau, mai rar, a unei rețele sagenitice.

Pentru studiul chimic al biotitelor din granitoidele de Tismana au fost separate și analizate chimic biotitele din eșantioanele: 1143 — diorit cu biotit, clinopiroxen și hornblendă; 1029 — diorit cuarțifer cu biotit, clinopiroxen și hornblendă; 1310 — granodiorit cu biotit și clinopiroxen; 1316 — tonalit cu biotit și clinopiroxen; 1264 — granodiorit cu biotit și hornblendă; 1313 — granodiorit cu biotit și hornblendă; 1256 — granit porfiroid; 431 A — granit porfiroid; 5 — granit porfiroid, a căror localizare poate fi găsită în anexa la tabelul 8. Concentrarea biotitului a fost efectuată pe fracția cu granulația cuprinsă între 0,05 și 0,2 mm, cu ajutorul lichidelor grele (bromoform și iodură de metilen) și a separatorului magnetic izodinamic Frantz, în laboratorul de petrologie al universității din Liège.



Eliminarea ultimelor impurități a fost făcută prin așternerea concentratului pe o coală de hîrtie și scuturarea acesteia (biotitul tabular aderă la coală, iar impuritățile se rostogolesc) și la lupa binoculară, unde a fost constatată puritatea aproape perfectă a probelor.

TABELUL 2

*Compoziția chimică a unor biotite din granitoidele de Tismana **

	5	1256	431 A	1313	1264	1316	1310	1029	1143
SiO ₂	33,49	35,91	33,80	35,61	35,60	34,95	35,89	34,46	34,12
Al ₂ O ₃	16,34	16,07	15,81	14,24	14,98	14,63	15,34	13,92	13,15
Fe ₂ O ₃	8,57	5,83	6,55	6,49	5,55	12,63	12,10	8,60	9,95
FeO	18,70	19,20	19,97	18,40	19,10	12,26	8,76	13,66	14,36
TiO ₂	3,52	3,43	3,38	3,07	2,92	3,57	3,16	3,08	3,80
MnO	0,27	0,29	0,30	0,28	0,27	0,25	0,15	0,27	0,29
MgO	7,21	8,38	7,02	8,06	9,02	7,81	12,61	11,36	9,47
CaO	1,67	0	1,95	1,60	0	1,40	0	—	0,73
Na ₂ O	0	0	0	—	0	0	0	—	—
K ₂ O	4,85	7,28	6,27	7,17	7,56	7,98	0,43	8,30	7,43
H ₂ O ⁺	5,71	4,32	4,88	4,20	3,54	3,44	3,28	7,04	5,89
Total	100,33	100,11	99,93	99,12	98,57	98,92	99,72	100,69	99,19
Ng, Nm	brun- roșcat	brun- roșcat	brun- roșcat	brun- roșcat	brun- roșcat	brun- roșcat	brun- roșcat	brun- roșcat	brun- negru
Np	galben pal	galben pal	galben pal	galben pal	galben pal	galben pal	galben pal	galben pal	galben

* Analist Alexandrina Medeșan.

Compararea valorilor principalilor oxizi obținute pentru biotitele din granitoidele de Tismana (tab. 2) cu analizele de biotite publicate de Deer et al. (1962), permite următoarele observații: a) valori relativ scăzute pentru SiO₂; b) valori în general ridicate ale TiO₂, asemănătoare biotitelor din roci magmatice (biotitul 1143, cu cel mai ridicat conținut în titan are și culorile de pleocroism cele mai intense); c) valori normale pentru ceilalți oxizi; d) valori ridicate ale H₂O⁺.

Utilizînd datele din tabelul 2, analizele au fost recalculat pe baza 24 (O, OH) — tabelul 3, în care se constată: a) datorită valorilor reduse ale Si, pentru analizele 1143, 1029, 431 A și 5 completarea celor opt poziții în coordinare tetraedrică din formula structurală se face introducînd, pe lîngă Al și o parte din Fe³⁺; b) suma cationilor în coordinație octaedrică (teoretic 6) este în general în jur de 5,6 (valoare normală), cu excepția celor patru analize menționate mai sus, la care scade mult, datorită atribuirii întregii cantități de Al și unei părți din Fe³⁺ pozițiilor în coordinare tetraedrică; c) suma cationilor în coordinație 12 (teoretic 2) este în general în jur de 1,5; d) conținutul în OH⁻ (teoretic 4) variază mult, de la 3,6 la 6,8, în raport direct proporțional cu gradul de substituție al Si⁴⁺ prin cationi trivalenți, sugerînd o relație de tipul $R^{3+} + H^+ \rightleftharpoons Si^{4+}$ (Forbes, 1972).



TABELUL 3

Numărul de ioni din formula structurală calculată* pentru 24 (O, OH) al biotitelor din tabelul 2

	5	1256	431 A	1313	1264	1316	1310	1029	1134
Si	4,981	5,416	5,140	5,495	5,526	5,487	5,388	5,005	5,119
Al ^{IV}	2,864	2,584	2,834	2,505	2,474	2,513	2,612	2,383	2,325
Fe ^{IV}	0,155	—	0,026	—	—	—	—	0,612	0,556
Al ^{VI}	—	0,272	—	0,085	0,267	0,194	0,102	—	—
Fe ^{VI}	0,804	0,593	0,723	0,753	0,648	1,492	1,367	0,328	0,567
Fe ²⁺	2,325	2,421	2,540	2,374	2,479	1,610	1,100	1,659	1,801
Ti	0,393	0,389	0,386	0,356	0,340	0,421	0,356	0,336	0,428
Mn	0,034	0,036	0,038	0,036	0,035	0,033	0,019	0,036	0,036
Mg	1,598	1,883	1,591	1,854	2,087	1,827	2,822	2,459	2,117
Ca	0,265	—	0,317	0,264	—	0,235	—	—	0,117
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K	0,920	1,400	1,216	1,185	1,497	1,598	1,614	1,538	1,422
OH ⁻	5,670	4,350	4,955	4,327	3,669	3,606	3,287	6,827	5,900
Mg	0,40	0,43	0,38	0,43	0,45	0,53	0,72	0,59	0,53
Mg + Fe ²⁺ + Mn									

* de Alexandrina Medeașan

TABELUL 4

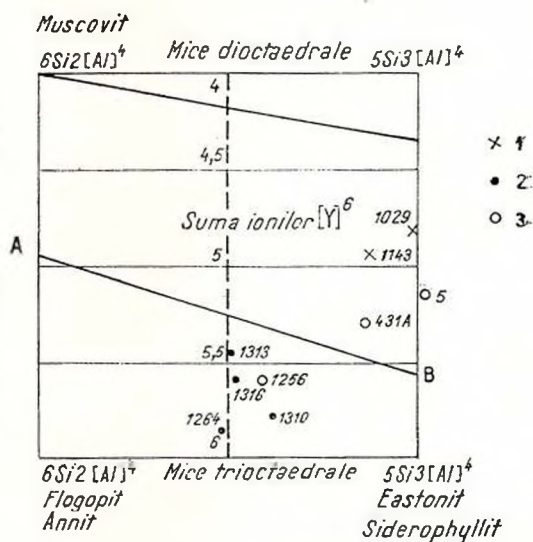
Elemente minore în biotite din granitoidele de Tismana * (ppm)

	5	1256	431 A	1313	1264	1316	1310	1029	1143
Ni	10	9,5	10	11	10	19	44	12	13
Co	25	31	32	32	34	36	46	45	42
Cr	22	22	20	29	15	20	180	10	10
V	230	180	160	155	160	320	250	300	230
Sc	32	31	30	25	23	22	16	10,5	9,5
Nb	190	140	110	110	80	135	140	135	250
Y	26	26	50	30	25	28	24	21	25
Yb	2,5	4,2	5,5	3,9	1,6	2,3	2,3	2,0	1,0
La	85	70	320	30	30	30	30	30	30
Ba	520	1 600	950	1 800	2 300	2 100	3 300	3 200	5 000
Sr	40	34	50	37	37	32	32	38	30
Li	450	130	190	680	165	180	160	150	230

* Analist: Constanța Udrescu

Fig. 7. — Încadrarea biotitelor analizate în funcție de suma ionilor în coordinație octaedrică și de raportul Si:Al. 1, biotite din diorite și diorite cuarțifere; 2, biotite din granodiorite și tonalite; 3, biotite din granite porfiroide.

Classification of the analysed biotites according to the ions total in octahedral coordination and to the Si:Al ratio: 1, biotites in diorites and quartz diorites; 2, biotites in granodiorites and tonalites; 3, biotites in porphyroid granites.



Conținutul în elemente minore (Ni, Co, Cr, V, Sc, Y, Yb, La, Ba, Sr, Li, Nb) al aceluiași biotite este redat în tabelul 4, din care se observă, în seria biotite din granite porfiroide — din granodiorite — din diorite cuarțifere — din diorite: a) creșterea conținutului în Co și Ba; b) scăderea conținuturilor în Sc și La; c) variații neregulate ale Ni, Cr, V, Y, Yb, Sr, Li, Nb.



Pe baza valorii Si și a sumei cationilor în coordinație octaedrică a fost construită figura 7, după Deer et al. (1962), în care micile trioctaedrale analizate de aceștia sînt dispuse în spațiul $A-B-5Si3[Al]^4-6Si2[Al]^4$, iar cele dioctaedrale apar la partea superioară a diagramei. Cinci din analize se proiectează în cîmpul normal pentru biotite, aproximativ la jumătatea distanței dintre flogopit (annit) și eastonit (siderophyllit), dar biotitele 1143, 1029, 431 A și 5, datorită sumei octaedrale mici depășesc

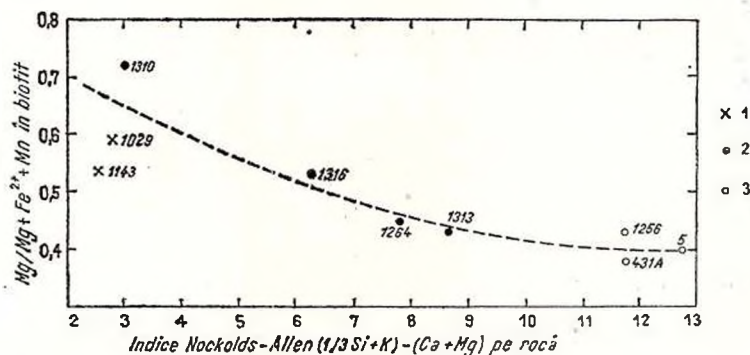


Fig. 8. — Relația dintre raportul $Mg/Mg + Fe^{2+} + Mn$ în biotite și indicele Nockolds-Allen al rocilor din care au fost separate. Aceeași legendă ca figura 7.

Relationship between the $Mg/Mg + Fe^{2+} + Mn$ ratio in biotites and Nockolds-Allen index of the rocks from which they have been separated. The same legend as Figure 7.

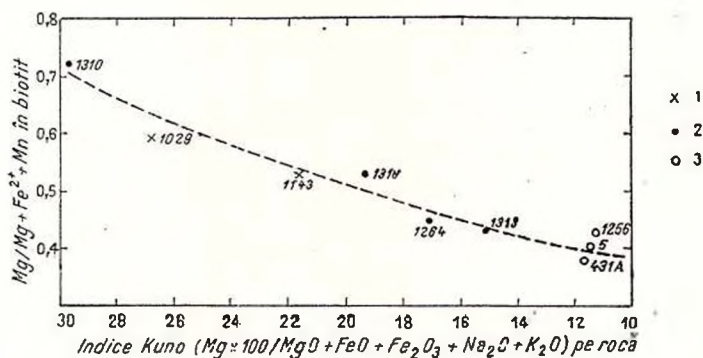


Fig. 9. — Relația dintre raportul $Mg/Mg + Fe^{2+} + Mn$ în biotite și indicele Kuno al rocilor din care au fost separate. Aceeași legendă ca figura 7.

Relationship between the $Mg/Mg + Fe^{2+} + Mn$ ratio in biotites and Kuno index of the rocks from which they have been separated. The same legend as Figure 7.



acest câmp, figurînd în zona dintre miclele trioctedrale și dioctedrale, în partea dreaptă a diagramei, către latura eastonit (siderophyllit).

Raportul $Mg/Mg + Fe^{2+} + Mn$ variază în biotitele analizate între 0,38 și 0,72. Observînd apariția celor mai reduse valori în biotitele din granitele porfiroide, am testat în figurile 8 și 9 corelația dintre acest raport și chimismul global al rocilor. În figura 8, în care parametrul $Mg/Mg + Fe^{2+} + Mn$ în biotit este raportat la indicele de diferențiere Nockolds-Allen $(1/3 Si + K) - (Ca + Mg)$, se observă o corelare de ansamblu, dar analizele 1143, 1029 și 1310 se abat apreciabil de la linia mediană pe care am construit-o. Această situație dispăre în diagrama 9, în care în abscisă este figurat indicele $Kun o Mg \times 100 (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$, reprezentare ce arată o aliniere remarcabilă a proiecțiilor. Ținînd cont de faptul că biotitul este singurul mineral melanocrat în granitele porfiroide și principalul mafic în granitoidele echigranulare din care a fost separat, precum și de asemănarea celor doi parametri considerați, această distribuție este normală, proporția de magneziu a rocii reflectînd-o pe cea a biotitului. Rămîne însă valabilă observația că, în seria granitoidelor de Tismana, biotitele din

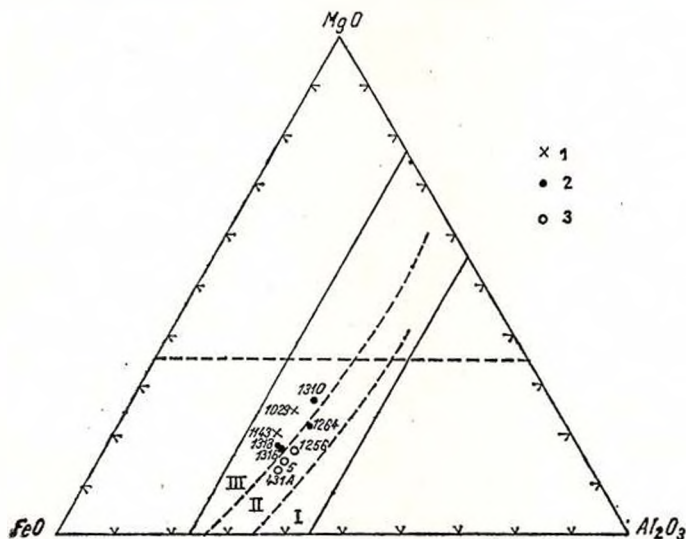


Fig. 10. — Diagrama FeO — MgO — Al_2O_3 . Aceeași legendă ca figura 7.

FeO — MgO — Al_2O_3 diagram. The same legend as Figure 7.

rocile mai bazice sînt mai magneziene, în timp ce acelea din rocile mai acide sînt mai ferifere, concluzie în acord cu remarca lui Nockolds (1947), privind corelația raportului dintre magneziu și fier în biotit, cu gradul de diferențiere al magmei din care acesta cristalizează.



1965), liniile întrerupte reprezentând compozițiile unor biotite sintetizate în prezența unor „buffer” de control ce apar menționați pe liniile respective. O parte din biotitele granitoidelor de Tismana se încadrează normal între liniile buffer-ilor $\text{Ni} - \text{NiO}$ și $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, asemănător biotitelor din batolitul Sierra Nevada (Dodge et al., 1969) sau celor din granitoidele studiate de Kanisawa (1972), dar analizele de biotite din unele diorite și granodiorite indică condiții mai oxidante decât cele ale echilibrului $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_3\text{O}_4$.

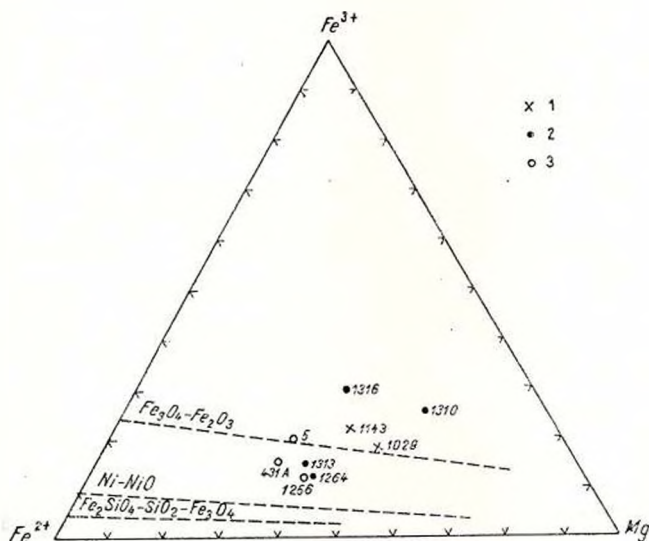


Fig. 12. — Diagrama $\text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+} - \text{Mg}$. Aceași legendă ca figura 7.

$\text{Fe}^{2+} - \text{Fe}^{3+} - \text{Mg}$ diagram. The same legend as Figure 7.

Relațiile dintre cationii în coordinare octaedrică (fig. 13) indică, după Foster (1960), că micile analizate corespund unor biotite feroase până la magneziene, cu excepția probelor 1310 și 1316, anormal de bogate în cationi trivalenți.

Studiul chimismului biotitelor din granitoidele de Tismana arată că : a) în ciuda aspectului optic în general asemănător, aceste minerale au variații de compoziție importante ; b) există o corelație între tipul petrografic al rocilor și chimismul biotitelor ; c) în diferite diagrame acestea se proiectează în câmpul biotitelor magmatice, uneori însă depășindu-l ; d) gradul de oxidare al magmelor granitică și granodioritică era normal, cel al magmei dioritice fiind însă foarte ridicat.

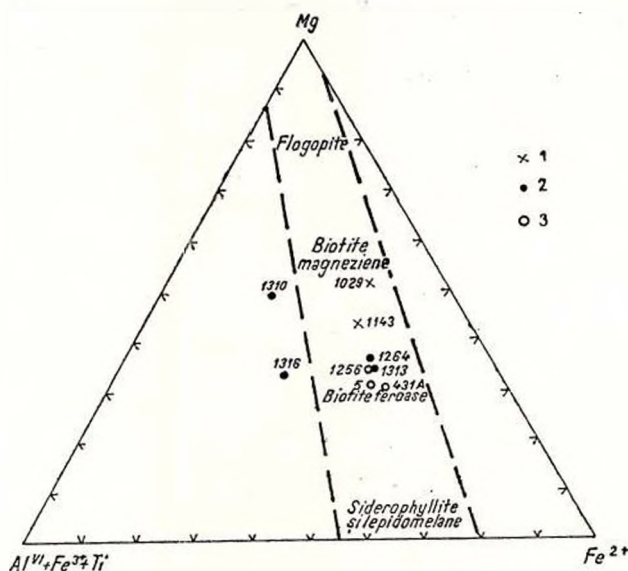


Fig. 13. — Diagrama $Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti - Mg - Fe^{2+}$.
Aceași legendă ca figura 7.

$Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti - Mg - Fe^{2+}$ diagram. The same legend as Figure 7.

4. Amfibolii

Amfibolii apar în granitoidele echigranulare de Tismana (diorite, diorite cuarțifere, tonalite, monzodiorite cuarțifere, granodiorite, monzonite cuarțifere) în proporții variate, de la 0 la 30—35%, mai frecvent 5—15%; granitele porfiroide sînt în general lipsite de amfiboli, dar uneori ele conțin și cîteva procente din aceste minerale. Amfibolii sînt reprezentați în granitoidele de Tismana prin membri ai grupului hornblendelor și, subordonat, prin termeni din seria tremolit-ferroactinot.

Hornblendele formează cristale xenomorfe, mai rar hipidiomorfe, de la submilimetrice pînă la 2—3 mm; cu totul excepțional, în unele granite porfiroide de Tismana apare și un amfibol idiomorf, în cristale ce pot atinge 1 cm. Culorile de pleocroism după Ng și Nm ale hornblendelor variază mult, uneori chiar în cadrul aceluiași cristal, de la verde la verde-olive (cele mai multe cazuri) sau chiar brun închise, după Np cristalele apărînd întotdeauna colorate în galben deschis. Parametrii optici sînt de asemenea variați: $c : Ng = 12^{\circ} - 24^{\circ}$, cel mai frecvent în jur de 18° și $-2V = 66^{\circ} - 78^{\circ}$, obișnuit în jur de 70° .

Pentru cunoașterea chimismului hornblendelor din granitoidele de Tismana dispunem de două analize de probe monominerale separate (după procedeul indicat pentru biotite) din eșantioanele 1313 — granodiorit cu biotit și hornblendă și 226 — granit porfiroid cu hornblendă, valea Tisma-



nei, 1 km aval de confluența cu valea Dosul Cioclovinei. Deși asemănătoare, aceste două analize (tab. 5) se deosebesc însă în două privințe: conținutul în titan mai scăzut și în potasiu mai ridicat al hornblendei din granitul porfiroid față de cea din granodiorit, în acord cu ponderea acestor elemente în chimismul global al celor două tipuri de granitoide; numărul redus de analize nu permite însă urmărirea variațiilor de chimism în seria diorite — diorite cuarțifere — granodiorite — granite porfiroide, dar cu siguranță că, asemănător plagioclazilor și biotitelor, acestea există.

TABELUL 5

*Analiza chimică a unor hornblende din granitoide de Tismana **

	1313 H	226 H		1313 H	226 H
SiO ₂	40,38	39,24	Ni	9,5	9,5
Al ₂ O ₃	10,82	10,59	Co	24	21
Fe ₂ O ₃	5,28	6,73	Cr	35	15
FeO	17,93	18,99	V	230	240
TiO ₂	2,30	1,59	Sc	105	350
MnO	0,59	0,59	Nb	230	280
MgO	7,46	6,46	Y	220	430
CaO	11,27	10,42	Yb	26	45
Na ₂ O	1,27	1,20	La	140	95
K ₂ O	1,63	2,09	Ba	75	85
H ₂ O ⁺	1,45	2,20	Sr	80	36
Total	100,32	100,10	Li	13	50

* Analisti: Alexandrina Medeșan (elemente majore) și Constanța Udrescu (elemente minore).

TABELUL 6

*Numărul de ioni din formula structurală calculată pentru 24 (O, OH) al hornblendelor din tabelul 5**

	1313 H	226 H
Si	6,249	6,108
Al ^{IV}	1,751	1,892
Al ^{VI}	0,223	0,051
Fe ³⁺	0,615	0,788
Fe ²⁺	2,320	2,472
Ti	0,267	1,852
Mn	0,077	0,078
Mg	1,720	1,498
Ca	1,868	1,738
Na	0,380	0,362
K	0,322	0,414
OH ⁻	1,498	2,286

* Calculat de Alexandrina Medeșan.



Comparînd cele două analize din amfiboli din granitoidele de Tismana cu datele publicate de Deer et al. (1962), se constată : a) valoarea scăzută a SiO_2 (circa 40%) față de hornblende (44—50%) și apropiată cu a tschermakitelor și hastingsitelor (39—42%) ; b) un conținut în Al_2O_3 (circa 10,7%) mai mic decît al tschermakitelor (13—18%), dar apropiat de al hastingsitelor (11—14%) și al hornblendelor (cel mai frecvent 5—11%) ; c) un conținut ridicat în potasiu (circa 1,8%), mult superior celui obișnuit la horn-

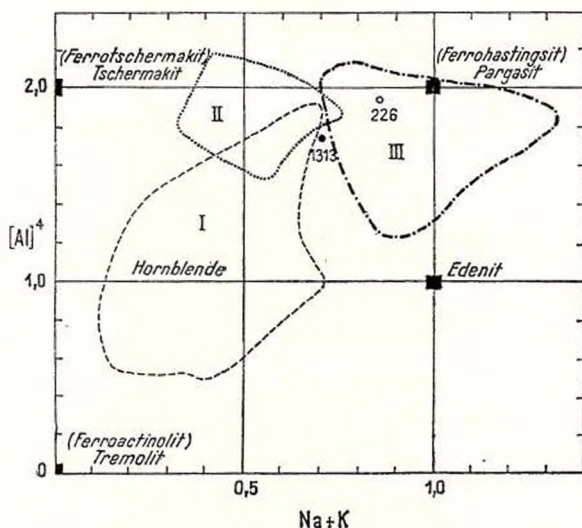


Fig. 14. — Diagrama $[\text{Al}]^4 : \text{Na} + \text{K}$.

$[\text{Al}]^4 : \text{Na} + \text{K}$ diagram.

blende (0,4—0,7%) și tschermakite (0,2—0,8%), dar apropiat de cel al hastingsitelor (0,8—1,6%) ; d) un conținut în Na_2O (circa 1,2%) normal pentru hornblende și tschermakite, dar scăzut față de cel al hastingsitelor (1,8—2,8%) ; e) valori normale pentru ceilalți oxizi și H_2O^+ .

Recalcularea analizelor pe baza 24 (O, OH) (tab. 6) a permis proiectarea lor în diagrame ce au confirmat caracterul particular al hornblendelor analizate. Astfel, în diagrama $[\text{Al}]^4 : \text{Na} + \text{K}$ (fig. 14), datorită deficitului în silice amintit, ambele analize se proiectează în apropierea liniei tschermakit (ferrotschermakit) — pargasit (ferrohastingsit) ; față de cîmpurile hornblendelor (I), tschermakitelor (II) și pargasit-ferrohastingsitelor (III) trasate de Deer et al. (1962), analiza 1313 H se proiectează între cîmpul hornblendelor (I) și al pargasit-ferrohastingsitelor (III), iar analiza 226 H apare în cîmpul pargasit-ferrohastingsitelor (III). În diagrama $[\text{Al}]^4 : [\text{Al}]^6 + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$ (fig. 15), punctul reprezentativ al analizei 1313 H se găsește în zona de suprapunere a cîmpurilor hornblendelor (I) și pargasit-ferrohastingsitelor (III) (Deer et al., 1962), în timp ce analiza 226 H se proiectează în imediata



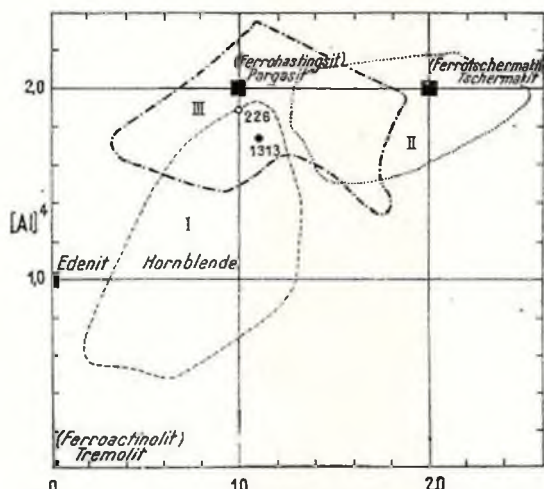


Fig. 15. — Diagrama $[Al]^4 : [Al]^6 + Fe^{3+} + Ti$.
 $[Al]^4 : [Al]^6 + Fe^{3+} + Ti$ diagram.

vecinătate a termenului $NaCa_2 (Mg, Fe)_4 (Al, Fe^{3+}) Si_6 Al_2 O_{22} (OH, F)_2$. Luând în considerare și raportul $Mg/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ în jur de 0,3, amfibolii analizați pot fi denumiți: hornblendă hastingsitică — 1313 H și hastingsit — 226 H.

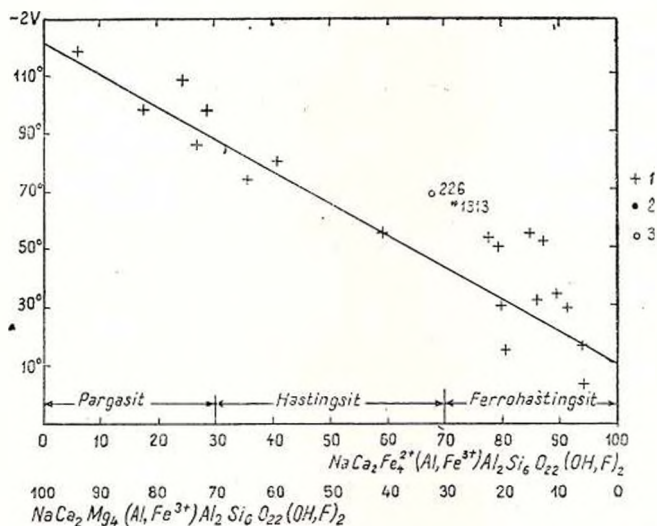


Fig. 16. — Variația unghiului $-2V$ în seria pargasit — ferrohastingsit (după Deer et al, 1962).

Variation of the $-2V$ angle in the pargasite-ferrohastingsite series (according to Deer et al, 1962).



Din punctul de vedere al proprietăților optice, nu există diferențe între hornblende și hastingsite, cu excepția unghiului — 2V, ce scade puternic în domeniul ferrohastingsitelor (fig. 16, după Deer et al., 1962). Față de mediana trasată de autorii citați, amfibolii din eșantioanele 1313 și 226 au valori sensibil mai ridicate ale — 2V, dar din figură reiese clar că asemenea cazuri sînt frecvente, situație normală ținînd cont de influența pe care o pot avea și alte substituții decît cea a $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}$ asupra proprietăților optice.

Luînd în considerație aceste date chimice și culorile de pleocroism observabile în secțiuni subțiri, putem considera că în granitoidele de Tismana amfibolii primari sînt reprezentați prin hornblende — în diorite și diorite cuarțifere, hornblende hastingsitice — în granodiorite și monzodiorite cuarțifere și hastingsite — în granitele porfiroide. Apariția hastingsitelor în granitele porfiroide este normală, datorită importante concentrații a potasiului în magma ce a generat aceste roci, și în acord cu frecvența ocurență a amfibolilor de acest tip în granitele potasice (Deer et al., 1962).

Pe lângă acești amfiboli primari, în granitoidele echigranulare de Tismana cu piroxeni, pe seama acestora apar frecvent amfiboli secundari din seria tremolit — ferroactinot. În funcție de intensitatea transformărilor suferite de rocă, pot fi întîlnite toate situațiile, de la secțiuni lipsite de amfiboli secundari, pînă la înlocuirea completă a clinopiroxenui printr-un agregat policristalin amfibolic, frecvent zonat, cristalele din zona centrală fiind incolore, în timp ce partea marginală apare verzuie. Mai rar, tremolite lipsite de pleocroism, cu $c : Ng = 14^\circ - 20^\circ$ și — 2V = $74^\circ - 78^\circ$, pseudomorfozează cristalele de ortopiroxen.

În afara acestor substituții, amfiboli din seria tremolit — ferroactinot, slab pleocroici, (Ng, Nm — verde palid, Np — incolor), în cristale mărunte, asociate cu un biotit de asemenea extrem de fin granular, mai apar în unele granite porfiroide (pîrîul Pîrgavului, un afluent stîng al pîrîului Păltinei) din zonele marginale ale masivului de Tismana.

5. Piroxenii

Apariția piroxenilor constituie una dintre principalele particularități ale granitoidelor de Tismana, diferențiindu-le net de celelalte roci de acest tip din Carpații Meridionali. Remarcați de Pavelescu și Dimitrescu (1966), ce descriu nuclee relict de diopsid înconjurate de hornblendă verde, piroxenii sînt reprezentați atît prin clinopiroxeni, cît și prin ortopiroxeni.

Piroxenii monoclinici apar frecvent în granitoidele echigranulare de Tismana. Astfel, din cele 44 de roci planimetrat proiectate în figura 20, 27 conțin, pe lângă biotit și hornblendă (ce poate însă lipsi uneori), următoarele cantități de clinopiroxeni: diorite, 8—29%; diorite cuarțifere, 7—16%; tonalite, 4—8%; monzodiorite cuarțifere, 5—13%; granodiorite, 4—12%; monzonite cuarțifere, 4—14; sienite, 8%.

Habitusul piroxenilor monoclinici este întotdeauna xenomorf. Dimensiunile cristalelor sînt relativ constante, în jur de 0,3—0,6 mm. Culoarea lor în eșantion sau în concentrat este verde deschis, dar la microscop clinopiroxenii apar lipsiți de pleocroism. Unghiul — 2V este constant în jur de 53° (din 20 de măsurători una a indicat 50° , opt 52° , zece 54° și una 55°),



indiferent de paragenza rocii: clinopiroxen + biotit, clinopiroxen + biotit + hornblendă, clinopiroxen + biotit + ortopiroxen. Unghiul de extincție $c : Ng$ variază însă mai mult³⁴, de la 38° la 46° , cel mai frecvent fiind în jur de 40° — 42° .

Cea mai importantă caracteristică a clinopiroxenilor din granitoidele de Tismana este dată de exsoluțiile de fază feromagneziană, subparalele cu fața (001), ce apar în rocile proaspete ca un set de plane de discon-

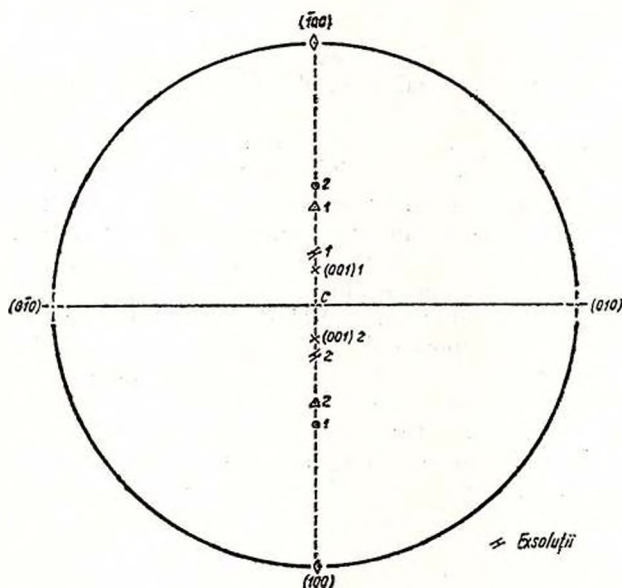


Fig. 17. — Stereograma unui cristal maclat de clinopiroxen din granitoidele de Tismana.

Stereogram of a clinopyroxene twinned crystal in the Tismana granitoids.

tinuitate cu aspect de clivaj, extrem de fine; în rocile mai alterate, exsoluțiile sînt mai vizibile, datorită îngroșării lor prin depuneri negricioase de hidroxizi de fier. Deși în general ele traversează cristalul gazdă din parte în parte, uneori se observă și aspecte fusiforme, exsoluțiile dispărînd în unele zone ale acestuia.

Măsurători efectuate cu deosebită atenție la masa universală Fedorov au indicat că aceste exsoluții sînt perpendiculare pe planul (010) și fac în acest plan un unghi de 112° cu planul (100). Cum unghiul β al piroxenilor monoclinici variază doar între 104° — la hedenbergit, 105° — la diopsid

³⁴ Pentru o mai bună localizare a axului c am utilizat secțiuni bazale, astfel încît c a reprezentat polul planului pe care s-au înscris polii clivajelor (110) și $(\bar{1}\bar{1}0)$ și polul Nm (010). Cu toate acestea, dificultățile în reperarea exactă a poziției acestor poli contribuie cu siguranță la împrăștierea amintită a rezultatelor.

și augite, 107° — la egirin și 108° — la pigeonit (Deer et al., 1962), rezultă că dezamestecul are loc pe un plan subparalel cu (001), față de care face un unghi de 7° . În figura 17, construită prin migrarea perpendiculară pe c a diagramei unui cristal măclat, acest unghi este vizibil în planul (010), între polul exsoluțiilor (măsurat) și polul feței (001), construit la 105° de cel al feței (100), măsurat ca plan de alipire al maclei. Cristalele de acest tip, în care dezamestecurile se dispun simetric față de planul de măclă, au un aspect caracteristic de schelet de pește, descris ca „herring bone” de Hatch et al. (1961).

Densitatea acestor exsoluții variază puțin, fiind în jur de 80—100 pe milimetru; grosimea lor este mai greu de apreciat datorită depunerilor de hidroxizi de fier, dar în cristalele proaspete ea pare a fi în jur de un micron. Din cumulara acestor estimări se poate considera că faza exsolvită reprezintă circa 10% din volumul cristalului gazdă.

Alterarea limonitică a dezamestecurilor indică caracterul lor feromagnezian în raport cu clinopiroxenu în care s-au separat. Natura mineralogică a fazei exsolvite, ale cărei proprietăți optice n-au fost observate și măsurate datorită fineței extreme a dezamestecului, nu poate fi apreciată decât pe baza comparațiilor cu datele din literatură. Astfel, după Deer et al. (1962), în augite apar exsoluții de ortopiroxeni după (100) și de pigeonite paralel cu planul (001) al cristalului gazdă. Hess (1960) consideră că augitele mai bogate în fier decât $\text{Wo}_{41}\text{En}_{44}\text{Fe}_{15}$ exsolvă după (001) lamele de pigeonit, ce ulterior se inversează în ortopiroxen, cu separarea, paralel cu (100), a unui set (de ordinul 2) de exsoluții de clinopiroxen calcic. Brown și Gay (1959) descriu dezamestecurile paralele cu (001) ale augitelor din intruziunea de la Skaergaard ca pigeonit, considerând că inversiunea acestuia în ortopiroxen (cu reexsolvirea fazei calcice ca augit) a fost oprită de cinetica scăzută a reacției și de asemănările dintre parametrii reticulari ai augitului și pigeonitului. Binnis et al. (1963) au determinat însă dezamestecurile după (001) din două augite ca fiind membri ai seriei izomorfe clinoenstatit-clinoferosilit. În lipsa oricăror fapte de observație, dezamestecurile de fază feromagneziană din clinopiroxenui granitoidelor de Tismana pot deci corespunde unor termeni fie din seria ortopiroxenilor, fie din cea a pigeonitelor, fie din cea clinoenstatit-clinoferosilit. Cea mai probabilă pare însă natura lor pigeonitică, datorită poziției lor subparalele față de (001), a rarității în natură a termenilor din seria clinoenstatit-clinoferosilit și a posibilităților de conservare metastabilă a pigeonitului la temperaturi scăzute (Brown și Gay, 1959).

Pentru aprecierea compoziției clinopiroxenilor din granitoidele de Tismana, exprimată în molecule de wollastonit, enstatit, ferrosilit, dispunem de următoarele indicații: a) unghiul $2V$ variind proporțional cu cantitatea de Wo (Hess, 1949, în Deer et al., 1962), pentru $+53^\circ$ corespunde o compoziție de aproximativ Wo_{45} ; b) dezamestecurile după (001) apar doar la piroxenui mai bogăți în fier decât Fs_{15} ; c) amfibolul secundar format pe clinopiroxen este verzui, deci un termen actinolitic cu $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}$ mai mic de 0.7; d) în diagrama ternară WoEnFs , prelungind liniile ce unesc ortopiroxenui și clinopiroxenui coexistenți, se intersectează latura WoEn la o valoare vecină sau egală cu $\text{Wo}_{80}\text{En}_{20}$ (Deer et al., 1962; Atkins, 1969); e) orto-



piroxenul coexistent cu clinopiroxenul din granitoidele de Tismana corespunde unui termen în jur de $\text{En}_{57}\text{Fs}_{41}\text{Wo}_2$.

Luind în considerație aceste date, clinopiroxenul din granitoidele de Tismana poate fi considerat un augit, aproximativ $\text{Wo}_{45}\text{En}_{37}\text{Fs}_{18}$. Cum cristalele

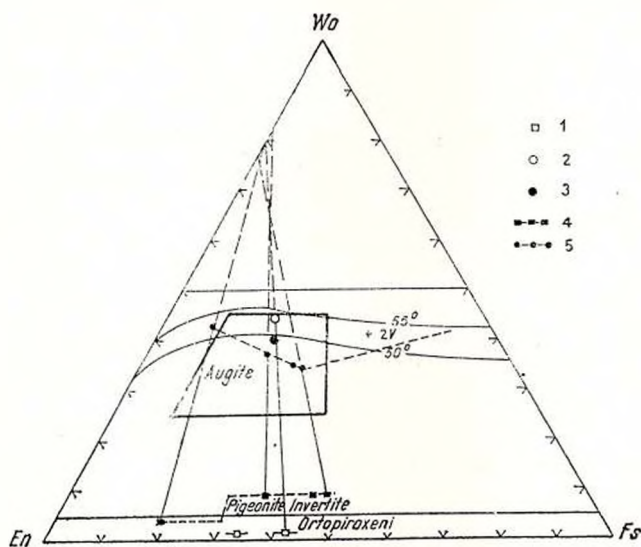


Fig. 18. — Compoziția piroxenilor din granitoidele de Tismana. 1, ortopiroxeni ; 2, compoziția augitului, estimată pe baze optice și paragenetice ; 3, compoziția augitului inițial, considerând 10% fază feromagneziană exsolvită ; 4, ortopiroxeni din literatură, în paragenază cu clinopiroxeni din aceleași roci, 5.

Composition of the pyroxenes in the Tismana granitoids.

- 1, orthopyroxenes ; 2, augite composition, estimated on optical and paragenetical bases ; 3, composition of the initial augite, considering 10 per cent exsolutions of ferromagnesian phase ; 4, orthopyroxenes from literature in paragenesis with clinopyroxenes from the same rocks, 5.

descrie au circa 10% fază feromagneziană exsolvită, rezultă că compoziția inițială a clinopiroxenului era mai calcică, probabil în jur de $\text{Wo}_{40}\text{En}_{39}\text{Fs}_{21}$ (fig. 18).

Deși apare mai rar, ortopiroxenul are o valoare excepțională pentru încadrarea genetică a granitoidelor de Tismana. Până în prezent, l-am identificat cu certitudine în cinci puncte : sub Piatra Boroștenilor, la izvoarele unui afluent stâng al Bistricioarei ; pe primul afluent stâng al văii Tismanei, amonte de Mănăstirea Tismana ; pe plaiul Sohodolului, la SV de vârful Păltinei ; pe interfluviul dintre valea Ursului și Valea Mare ; pe valea Runcului, afluent stâng al Motrului. În câteva alte zone, cristale complet înlocuite de minerale secundare ar putea reprezenta ortopiroxen bastitizat sau uralitizat, asemănându-se cu pseudomorfozele de acest tip observate pe unele cristale

din secțiunile cu ortopiroxeni. Patru din rocile cu ortopiroxen sînt diorite cuarțifere, în care acesta ocupă între 4 și 9% din volum, iar una este diorit-gabbrou cu 30% ortopiroxen.

Ortopiroxenul apare, asemănător augitului, în cristale xenomorfe în jur de 0,5 mm, lipsite de pleocroism. Prezintă însă o birefringență mai scă-

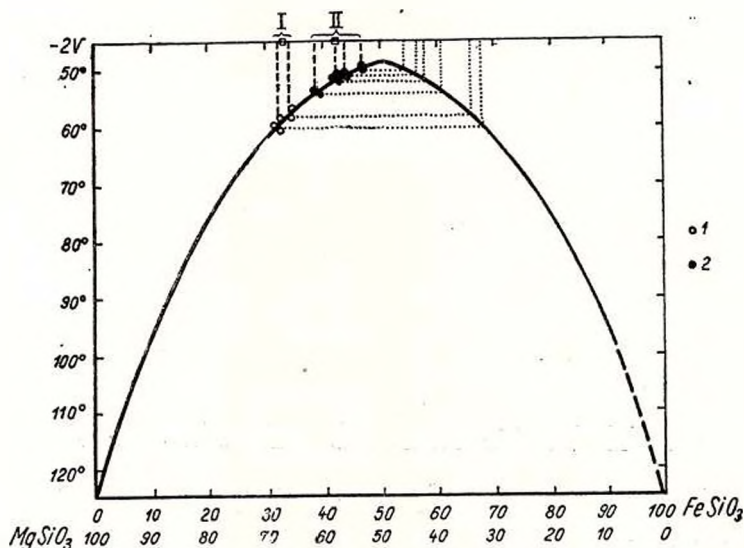


Fig. 19. — Relația dintre unghiul $-2V$ și compoziția chimică a ortopiroxenilor din granitoidele de Tismana (după curba trasată de Deer et al., 1962).

1, ortopiroxeni din diorit-gabbrou ; 2, ortopiroxeni din diorite cuarțifere. Relationship between the $-2V$ angle and the chemical composition of the orthopyroxenes in the Tismana granitoids (according to the curve plotted by Deer et al., 1962).

1, orthopyroxenes in diorite-gabbro ; 2, orthopyroxenes in quartz diorites.

zută, un clivaj fin și regulat după (010) și o extincție dreaptă în raport cu acest clivaj. Măsurătorile de unghi $-2V$ au indicat o deosebire între ortopiroxenul din diorit-gabbrou, cu unghi al axelor optice de 58° — 60° și cel din dioritele cuarțifere, în care determinările oscilează între 50° și 54° . Proiectînd aceste valori pe curba determinativă construită de Deer et al. (1962), se constată (fig. 19) că fiecare din valorile $-2V$ poate conduce la două soluții ; cum ortopiroxenul din roca mai bazică este cu siguranță mai magnezian decît cel din dioritele cuarțifere, rezultă că raportul En : Fs va fi dat de intersecția valorilor $-2V$ cu brațul stîng al curbei de determi-

nare. În acest caz, ortopiroxenul din diorit-gabbrou va corespunde unui hipersten $\text{En}_{68-66}\text{Fs}_{32-34}$, iar cel din dioritele cuarțifere va avea $\text{En}_{61-54}\text{Fs}_{39-46}$; luând în considerație eroarea măsurătorii, aceste valori pot fi rotunjite la $\text{En}_{67}\text{Fs}_{33}$, respectiv $\text{En}_{58}\text{Fs}_{42}$.

Ortopiroxenii din granitoidele de Tismana nu prezintă exsoluții de clinopiroxen, astfel încât nu pot fi considerați pigeonite invertite. Cum majoritatea ortopiroxenilor citați de De er et al. (1962) conțin însă între 1 și 30% componentă calcică, rezultă că hiperstenele din granitoidele de Tismana corespund unor termeni $\text{En}_{66}\text{Fs}_{32}\text{Wo}_2$, respectiv $\text{En}_{57}\text{Fs}_{41}\text{Wo}_2$. În acest caz, este de remarcat faptul că ortopiroxenul din diorit-gabbrou, mai magnezian, nu coexistă cu clinopiroxen (roca mai are însă 12% hornblendă și 5% biotit), pe când cel din dioritele cuarțifere coexistă cu clinopiroxen (4—12%), dar hornblendă este practic absentă (0—0,6%), biotitul fiind însă abundent (5—26%).

Cristalele de ortopiroxen sînt rareori proaspete, în general fiind pseudo-morfozate, în proporții variabile de la cristal la cristal și de la secțiune la secțiune, de un amfibol fibros, mai rar de un agregat verzui, cu birefrință scăzută și extincție unduloasă, de tipul bastitului.

6. Mineralele accesorii

Mineralele accesorii pe care le-am identificat în granitoidele de Tismana sînt: granatul, ilmenitul, apatitul, sfenul, zirconul, orthitul.

Granatul apare rar, exclusiv în granite porfiroide din sectoare învecinate limitelor masivului, cu excepția extremității sud-estice a acestuia, unde granitele porfiroide în facies de Topești au frecvent circa un procent de granat. Brun în eșantion, perfect izotrop, incolor în nicolii paraleli, granatul are un aspect macroscopic și microscopic identic cu cel al granaților din sisturile cristaline și migmatitele arteritice din exteriorul corpului granitoid, dar lipsa unor date de compoziție chimică asupra ambelor tipuri de granat face ca ipoteza preluării sale directe din cristalin, deși justificată de datele de teren, să nu fie încă dovedită. Cristalele de granat, în general submilimetrice, rar de 2—3 mm, apar invariabil cloritizate în grade diferite, pînă la substituția totală de către un clorit verde-brun. În unele cazuri, am observat însă un stadiu intermediar al acestor transformări, granatul apărînd divizat în cîteva fragmente, pe fisurile dintre acestea fiind dispus, cu planul (001) paralel cu planul spăturii, un biotit brun, frecvent atacat la rîndul lui de fenomene de cloritizare.

Ilmenitul este mineralul opac caracteristic granitoidelor de Tismana, de la diorite și diorite cuarțifere, în care poate reprezenta pînă la 3—4% din rocă, pînă la granitele porfiroide, în care apare însă în proporții mai mici decît un procent. Este lipsit de exsoluții de hematit, avînd deci sub 8% Fe_2O_3 (Duchesne, 1970), uneori este maclat și frecvent apare înconjurat de o bordură de sfen sau alterat, în proporții variabile, într-un leucogen bogat în rutil. Dimensiunile cristalelor de ilmenit sînt direct proporționale cu procentajul său în rocă, în tipurile mai bazice ele putînd atinge pînă la un milimetru, iar habitusul acestor cristale este întotdeauna xenomorf.



Apatitul formează cristale idiomorfe, deosebit de abundente în granitoidele de Tismana echigranulare, dar întotdeauna prezente și în granitele porfiroide. Asemănător ilmenitului, dimensiunile cristalelor de apatit sînt direct proporționale cu abundența lor, în rocile bogate în apatit (1—2%) ele putînd atinge 1—2 mm.

Sfenul este de asemenea un mineral accesoriu întotdeauna prezent în granitoidele de Tismana, în proporție descrescîndă de la diorite la granitele porfiroide. În general xenomorfe, cristalele de sfen pot atinge pînă la 1 mm, cu excepția unor separații leucocrate centimetrice pe care le-am întîlnit în unele granodiorite de pe valea Tismanei, în care am observat cristale idiomorfe de sfen ce aveau pînă la 7 mm.

Zirconul apare în cantități mici, în general inclus în biotit, în care generează aureole pleocroice. Este idiomorf, de dimensiuni reduse (în general sub 0,1 mm) și devine principalul mineral accesoriu în granitoidele porfiroide, mai sîrare în apatit și sfen decît granitoidele echigranulare.

Orhitul a fost întîlnit sporadic în granitoidele de Tismana, și în cele echigranulare, dar mai ales în granitele porfiroide. Are o culoare caracteristică în nuanțe de brun-roșcat și o birefringență scăzută, indicînd o varietate metamictică, datorată distrugerii rețelei reticulare sub influența radiațiilor nucleare.

C. Petrografia granitoidelor de Tismana

Remarcabila varietate a tipurilor petrografice care alcătuiesc masivul granitoid de Tismana a fost subliniată de toți cercetătorii acestuia: Ionescu-Bujor (1911 a), Manolescu (1937 b), Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 a, 1962 b), R. Dimitrescu et al. (r 1963), Pavelescu și Dimitrescu (1966), Berza (1972), Viorica Iancu (r 1972). Deși Dimitrescu et al. (r 1963) și Pavelescu și Dimitrescu (1966) consideră că granitoidele echigranulare reprezintă septe enclavate de granitoide de Sușița, cu ajutorul a numeroase argumente ce vor fi expuse ulterior, susținem unitatea genetică a tuturor granitoidelor din masivul Tismana, deosebind granite porfiroide și granitoide echigranulare: sienite, monzonite cuarțifere, granodiorite, monzodiorite cuarțifere, tonalite, diorite cuarțifere și diorite, limitele cifrice dintre aceste tipuri fiind adoptate după Streckeisen (1974) (fig. 20).

Granitele porfiroide sînt caracterizate prin prezența megacristalelor de feldspat potasic, tabulare după (010), obișnuit de 2—4 cm, dar putînd atinge pînă la 12 cm, frecvent orientate paralel, alcătuiind în mod normal circa 40% din rocă. Biotitul relativ abundent (circa 10%), negru, dă eșantioanelor un aspect pestriț, secțiunile decimetrice șlefuite avînd certe calități ornamentale. Structura rocilor este porfiroidă, hipidiomorfă, textura este fie masivă, fie orientată, iar alcătuirea mineralogică este: feldspat potasic + plagioclaz + cuarț + biotit ± hornblendă (hastingsit) ± actinot ± granat + minerale accesorii (tab. 7).

Pentru efectuarea analizei modale a acestor roci cu granulație centimetrică, am folosit două metode: planimetrarea cu ochiul liber a unor sec-



țiuni șlefuite decimetrice (trei analize), sau integrarea microscopică obișnuită a 5—7 secțiuni subțiri tăiate din același eșantion (nouă analize). Deși este mai precisă în diagnosticul mineralelor, a doua metodă dă rezultate mai puțin exacte, suprafața cumulată a secțiunilor planimetrice fiind încă prea

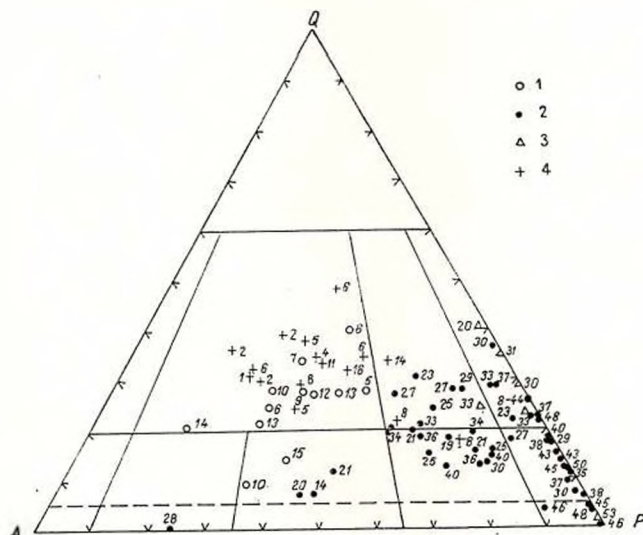


Fig. 20. — Diagrama QAP modală a granitoidelor de Tismana (cifrele reprezintă indicele de culoare M).

1, granite porfiroide; 2, granitoide echigranulare; 3, enclave;
4, granitoide aplitice.

QAP modal diagram of the Tismana granitoids (the figures represent the colour index M).

1, porphyroid granites; 2, equigranular granitoids; 3, enclaves;
4, aplitic granitoids.

mică pentru a fi reprezentativă. Din această cauză, deși unele analize se proiectează în câmpul monzonitelor cuarțifere sau în zone mai îndepărtate ale câmpului granitelor, situația poate fi alta, raporturile procentuale reale dintre feldspatul potasic, plagioclaz și cuarț fiind normale. Comparând însă diagrama QAP modală (fig. 20) cu diagrama QAP normativă (fig. 27), se constată că majoritatea granitelor porfidoide se proiectează în partea de jos și dreapta a câmpului granitelor, astfel încât, generalizând, se poate considera că granitele porfiroide de Tismana sînt granite relativ sărace în cuarț (monzogranite), cu o compoziție medie în jur de $A_{40}Q_{25}P_{35}$.

După cum s-a amintit, principala caracteristică a granitelor porfiroide de Tismana este dată de prezența megacristalelor centimetrice de feldspat potasic, ce reprezintă 30—50% din volum, înconjurate de o matrice cu granulație milimetrică, alcătuită din plagioclaz, cuarț, feldspat potasic și

biotit. Deși macroscopic aceste megacristale par idiomorfe, sub microscop contururile lor sînt ondulate, cu numeroase intrînduri și retrageri; la contactul dintre cristalele de feldspat potasic și cele de plagioclaz apar frecvent concreșteri mirmekitice plagioclaz + cuarț vermicular. În afara dezamestecurilor pertitice, în megacristalele de feldspat potasic pot fi recunoscute ca incluziuni toate celelalte minerale ale granitului: plagioclazul, cuarțul, biotitul, eventual hornblenda sau granatul. Cele mai frecvente sînt însă incluziunile de plagioclaz — submilimetrice pînă la 2 mm, în general decalcificate și orientate cu planul (010) paralel cu cel al microclin-pertitului gazdă — și cele de cuarț, ce apare ca granule submilimetrice rotunjite.

Gradul de idiomorfism și relațiile reciproce dintre minerale sugerează următoarea ordine de cristalizare: apatit + zircon → ilmenit + orthit → biotit + sfen → plagioclaz → plagioclaz + cuarț → cuarț + feldspat potasic → feldspat potasic.

În afara acestor granite porfiroide, mai deosebim cîteva varietăți locale, caracterizate prin anumite particularități mineralogice sau structurale.

Granitele porfiroide cu hornblendă apar rar, îndeosebi în zone în care granitele porfiroide sînt deosebit de bogate în biotit — pîrî: Înfurcit, valea Tismanei la circa 1 km aval de confluența cu valea Dîsul Cioclovinei, nord-est de vîrfurile Chiciora Mare. Sînt asemănătoare cu celelalte granite porfiroide, de care se deosebesc numai prin prezența a cîteva procente de hornblendă hastingsitică și prin natura puțin mai bazică a plagioclazului — An_{36} față de An_{30} .

Granitele porfiroide cu feldspat potasic cenușiu apar în unele sectoare învecinate cu limita masivului — valea Neguroasă, valea Ciutei, pîrîul Păltineii, ogașul Fintîinii, valea Bistricioarei. Au un feldspat potasic caracteristic: mai mărunt (megacristalele au în jur de 1—2 cm) cenușiu pînă la negru, dar cu habitus și caracteristici optice identice cu cele ale microclin-pertitului din granitele porfiroide normale. Deși restul mineralelor pot avea un aspect obișnuit, frecvent granitele porfiroide cu feldspat potasic cenușiu se deosebesc și din acest punct de vedere de cele normale, avînd un biotit fin cristalizat, submilimetric, actinot acicular, sau granat. Cu toate că aceste granite cu feldspat potasic cenușiu ± actinot ± granat au fost observate în apropierea contactului cu cristalinul, nu am folosit denumirea de „facies marginal”, întrucît în numeroase puncte de la limita masivului am remarcat caracterul normal al granitelor porfiroide din zona marginală.

Granitele porfiroide în facies de Topești sînt caracterizate prin: a) un feldspat potasic specific, ovoidal (1—2/0,5 — 1 cm), alb, cenușiu sau negricios, slab pertitic, cu caracteristici optice ($Ng: \perp (010)$ și $-2V$) variabile, aparent lipsit de maclarea în grătar, dar maclat Karlsbad; b) prezența frecventă a granatului; c) o foliație marcată; d) lipsa șlirilor sau enclavelor de granitoide echigranulare; e) frecvența mare a intercalațiilor metriche pînă la hectometrice de șisturi cristaline. Ele apar în zona de la nord de satul Topești, fiind bine deschise pe pîraiele Sohodol, Cireșu, Albu, Bistricioara și Postăeții. Spre vest, în zona pîrîului Pîrgavului, treptat caracteristicile acestui facies se atenuează, trecîndu-se pe nesimțite la granite porfiroide normale, eventual cu puțin actinot și biotit fin. Spre nord, contactul cu cristalinul este



net, dar apofize de granite porfiroide în facies de Țopești mai apar în formațiunea de Lainici-Păiuș pînă la circa 1 km depărtare de masiv.

Granitoidele echigranulare sînt roci cu o cristalinitate de 1—4 mm, bogate în minerale melanocrate; ele sînt reprezentate prin sienite, monzonite cuarțifere, granodiorite, monzodiorite cuarțifere, tonalite, diorite cuarțifere și diorite.

Sienitele au fost identificate într-un singur punct, pe valea lui Pătru, unde aflorează pe cîteva metri, la contactul cu o pană de calcare cristaline. Roca este echigranulară, cu o granulație de 1—3 mm, are textura masivă și este alcătuită din feldspat potasic, plagioclaz, hornblendă, clinopiroxen, minerale accesorii și cantități infime de cuarț și biotit, indicele de culoare fiind 28.

Monzonitele cuarțifere sînt de asemenea roci relativ rare, întîlnite în două zone: pe pîrîul Poiana cu Fragi și pe Valea Mare, în ambele cazuri sub forma unor intercalații de cîteva zeci de metri. Monzonitele cuarțifere de pe pîrîul Poiana cu Fragi, asemănătoare ca mineralogie cu cele de pe Valea Mare, se prezintă însă în două varietăți structurale: în zona învecinată granitelor porfiroide apare un monzonit cuarțifer cu granulație și aspect apropiate de cele ale granitelor porfiroide (cristale de feldspat potasic pînă la 1—2 cm), alcătuit din microclin-pertit, andezin, cuarț, biotit și clinopiroxen, în timp ce la cîteva metri mai departe monzonitul cuarțifer are o granulație normală (1—3 mm), compoziția mineralogică fiind asemănătoare, cu excepția apariției hornblendei. Monzonitul cuarțifer de pe Valea Mare are o granulație de 1—3 mm și este alcătuit din feldspat potasic, plagioclaz, cuarț, biotit, clinopiroxen și minerale accesorii. Indicele de culoare al monzonitelor cuarțifere variază între 14 și 21.

Granodioritele apar mult mai frecvent (valea lui Pătru, valea Runcu, valea Tismanei la confluența cu pîrîul Păltinei, valea Pocruiei), formînd în cadrul granitelor porfiroide șlire metriche la hectometriche. Sînt roci cu granulație milimetrică, textură orientată dată de dispoziția preferențială a biotitului într-un anumit plan, formate din plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, biotit, hornblendă, mai rar și puțin clinopiroxen, și minerale accesorii, cu indice de culoare de la 23 la 34, în general 25—30. În zonele învecinate granitelor porfiroide, datorită caracterului gradat al trecerii de la un tip petrografic la altul, frecvent apar pe cîteva metri roci intermediare, granodiorite-granite, cu fondul de tip granodiorit, pe care se individualizează megacristale centimetrice de feldspat potasic, întii distanțate la zeci de centimetri, ce ajung în final, în granitele porfiroide, să reprezinte circa 40% din rocă.

Monzodioritele cuarțifere sînt de asemenea roci comune, întîlnite în numeroase regiuni ale masivului: plaiul Sohodolului, ogașul Merișor, valca Bistricioarei, pîrîul Păltinei, pîrîul Frasinul etc. Au o granulație de 1—3 mm, textură în general orientată și sînt alcătuite din plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, biotit, hornblendă, clinopiroxen și minerale accesorii. După conținutul în melanocrate, ce este ridicat ($M = 19-40$), pot fi deosebite varietăți cu biotit, cu biotit și hornblendă, cu biotit și clinopiroxen, cu biotit, hornblendă și clinopiroxen. Mai deosebită, varietatea numai cu biotit a fost întîlnită într-un singur punct, pe plaiul Sohodolului, la circa 1,5 km nord-est de vîrfurile Cioaca Fîntînii.



TABELUL 7
Limitele procentuale și dimensiunile curente ale mineralelor principale ce alcătuiesc granitoidele de Tismana

	Cuarț	Feldspat potasic	Plagioclaz	Biotit	Hornblendă	Clinopiroxen		Ortopiroxen		Granat
	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni	Procentaj Dimensiuni
Granite porfiroide (12)	8-37 % 1-10 mm	23-54 % 3-10 cm	14-42 % 0.5-10 mm	5-14 % 0.5-5 mm	0-1 % 0.1-7 mm	—	—	—	—	0-1 % 0.1-2 mm
Sienite (1)	—	55 % 0.4-3 mm	17 % 0.2-3 mm	—	17 % 0.5-2 mm	8 % 0.3-1 mm	—	—	—	—
Monzonite cuarțifere (3)	5-10 % 3 mm	32-40 % 1 cm	34-39 % 0.2-3 mm	4-12 % 1-3 mm	0-8 % 0.5-2 mm	0-13 % 0.3-1 mm	—	—	—	—
Granodiorite (7)	13-23 % 3 mm	8-18 % 5 mm	35-44 % 0.5-4 mm	15-22 % 1-3 mm	2-9 % 0.5-2 mm	0-4 % 0.3-1 mm	—	—	—	—
Monzodiorite cuarțifere (11)	7-16 % 2 mm	8-18 % 3 mm	38-57 % 0.5-3 mm	14-30 % 1-3 mm	0-15 % 0.5-2 mm	0-13 % 0.3-1 mm	—	—	—	—
Tonalite (8)	11-26 % 3 mm	0-4 % 1 mm	41-56 % 0.5-3 mm	17-27 % 1-3 mm	0-18 % 0.5-2 mm	0-8 % 0.3-1 mm	—	—	—	—
Diorite cuarțifere (12)	4-13 % 1 mm	0-5 % 1 mm	44-64 % 0.5-3 mm	5-29 % 1-3 mm	0-36 % 0.5-2 mm	2-40 % 0.3-1 mm	—	0-8 % 0.3-1 mm	—	—
Diorite (4)	0-2 % 0.5 mm	0-4 % 0.5 mm	48-54 % 0.5-3 mm	5-35 % 1-3 mm	0-33 % 0.5-2 mm	0-8 % 0.3-1 mm	—	0-30 % 0.3-1 mm	—	—



Tonalitele apar asociate cu granodiorite sau diorite cuarțifere, fiind identificate în numeroase puncte : valea Runcu, Valea Mare, valea Pocruiei, valea Bistricioarei etc. Sînt roci cu o granulație milimetrică, textură orientată, formate din plagioclaz, cuarț, eventual puțin feldspat potasic, biotit, hornblendă, clinopiroxen și minerale accesorii. După participarea melanocratelor ($M = 23-48$) pot fi separate varietăți cu biotit și hornblendă, cu biotit și clinopiroxen și cu biotit, hornblendă și clinopiroxen.

Dioritele cuarțifere sînt roci comune, ce formează frecvent șlire metrice la hectometrice în granitele porfiroide : valea Runcu, valea Neguroasă, valea lui Pătru, vîrfurile Merișor, pîriul Poiana cu Fragi etc. Granulația acestor roci este de 1—3 mm, textura orientată, iar alcătuirea mineralogică este : plagioclaz, cuarț, eventual puțin feldspat potasic, biotit, hornblendă, clinopiroxen, ortopiroxen și minerale accesorii. Indicele de culoare este ridicat, melanocratele reprezentînd 27—50% din rocă, cel mai frecvent 35—45%. Pe baza acestor minerale, pot fi recunoscute varietăți cu biotit și hornblendă, cu biotit și clinopiroxen, cu biotit, clinopiroxen și ortopiroxen, cu biotit, hornblendă și clinopiroxen (cele mai frecvente), cu biotit, hornblendă, clinopiroxen și ortopiroxen.

Dioritele au fost întîlnite numai în cîteva puncte : valea Runcu, izvoarele văii Pocruiei, plaiul Sohodol la 2 km N—E de vîrfurile Cioaca Fîntînii. Sînt roci cu granulația 1—3 mm, textură orientată, formate din : plagioclaz, puțin cuarț, eventual puțin feldspat potasic, biotit, hornblendă, clinopiroxen, ortopiroxen și minerale accesorii, cu indice M cuprins între 45 și 48. După conținutul în melanocrate, pot fi separate varietăți cu biotit și hornblendă, cu biotit și clinopiroxen, cu biotit, hornblendă și clinopiroxen, cu biotit, hornblendă și ortopiroxen. Ultimul tip, ce poate fi definit ca diorit-gabbrou, a fost colectat pe plaiul Sohodolului și este alcătuit din plagioclaz An_{52} (53%), biotit (5%), hornblendă (12%) și ortopiroxen (30%).

După cum a rezultat din această trecere în revistă a petrografiei granitoidelor echigranulare de Tismana, toate aceste roci sînt caracterizate prin structură echigranulară, granulație 1—4 mm, textură orientată și alcătuire mineralogică asemănătoare : plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, biotit, hornblendă, piroxeni și minerale accesorii. Proporțiile relative de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz dictează însă încadrarea acestor roci în tipuri petrografice (sienite, monzonite cuarțifere, granodiorite, monzodiorite cuarțifere, tonalite, diorite cuarțifere și diorite), iar natura melanocratelor determină apariția varietăților cu biotit, hornblendă, clinopiroxen, ortopiroxen sau orice combinație a acestor minerale ; indicele de culoare M este ridicat, în majoritatea cazurilor fiind apropiat de limita la care, pentru tipul petrografic respectiv, este recomandată adăugarea prefixului „mela” (Streckeisen, 1967).

Relațiile reciproce și gradul de idiomorfism al mineralelor ce alcătuiesc granitoidele echigranulare sugerează următoarea ordine de cristalizare : apatit + zircon → ilmenit → ortopiroxen + clinopiroxen → plagioclaz → hornblendă + biotit + plagioclaz → plagioclaz + cuarț → cuarț + feldspat potasic.



În afara granitelor porfiroide și a granitoidelor echigranulare, tipuri ce împreună formează masivul granitoid de Tismana, în cadrul acestuia au fost întâlnite și *roci filoniene*, dintre care unele prezintă o afiliație genetică evidentă, în timp ce pentru altele apartenența la diferențiatele corpului de Tismana este îndoielnică. În prima categorie intră roci filoniene acide echigranulare: granitoide aplitice și pegmatite, în timp ce a doua grupă este formată din lamprofire și microgranitoide porfirice.

Granitoidele aplitice formează numeroase filoane, cu o grosime de la centimetri la câteva zeci de metri, abundente în întregul masiv, în unele zone (pîrîul Infurcit, valea Dosul Cioclovinei, culmea Tismăniței etc.) atîngînd o frecvență de zeci de filoane pe km². Sînt roci în general echigranulare, cu granulația fină (1 mm) pînă la medie (2—3 mm), mai rar larg granulare (5—10 mm), cu textură masivă, formate din feldspat potasic, cuarț, plagioclaz, biotit, muscovit și minerale accesorii. Feldspatul potasic este un microclin maxim maclat în grătar, cu dezamestecuri pertitice, iar plagioclazul corespunde în general unui albit An₅ (în granite), pînă la un oligoclaz An₂₀, uneori cu o zonă centrală de andezin (în granodiorite). Micele sînt reprezentate prin biotit, ce apare în cantități mici (în general sub 8%) și muscovit, ce cristalizează interstițial, în proporții reduse. După raporturile procentuale dintre cuarț, feldspat potasic și plagioclaz, aceste granitoide aplitice corespund granitelor și granodioritelor, cu totul excepțional tonalitelor sau monzodioritelor cuarțifere (fig. 20).

Deși în general contactele dintre granitoidele aplitice și granitele porfiroide sînt tranșante (fără a fi însă întotdeauna și rectilinii), în unele aflorimente am observat o trecere gradată, pe cîteva metri granitul porfiroid devenind progresiv mai leucocrat și cu granulația mai mică, astfel încît zona aplitică apare ca o pungă în masa granitelor porfiroide (valea Tismanei, la confluența cu pîrîul Infurcit, valea Dosul Cioclovinei, pîrîul Păltinei etc.).

Un aspect asemănător, de trecere gradată, am remarcat în unele profile de la marginea masivului de Tismana (valea Neguroasă, izvoarele văii Pocruiei, valea Bistricioarei) în care, pe cîteva zeci de metri se individualizează granite-granodiorite aplitice, cu granulația 2—3 mm și textura masivă, alcătuite din feldspat potasic cenușiu, plagioclaz acid, biotit, eventual și granat, cu indice de culoare scăzut (2—5 pentru granite, 8 pentru granodiorit), ce au mai mult caracterul unor șlire decît al unor filoane.

O altă categorie de filoane ce intersectează masivul granitoid de Tismana este dată de roci acide pînă la bazice, în general porfirice, dar întotdeauna cu structură hipidiomorfă pînă la panidiomorfă, spre deosebire de granitoidele aplitice, în general echigranulare și cu tendință panallotriomorfă marcată. Aceste filoane, reprezentate prin microgranite porfirice, microdiorite porfirice și spessartite, prin caracterele structurale amintite, sînt evidente mai tardive, fiind puse în loc după consolidarea totală și răcirea corpului granitic.

Luînd în considerație faptul că, spre deosebire de granitoidele aplitice, filoane de acest tip sînt frecvente în sisturile cristaline ale formațiunii de Lănci-Păiuș din exteriorul masivului de Tismana, iar zona în care ele ating densitatea și dimensiunile cele mai mari este situată la cîteva kilometri de



pluton, în vecinătatea faliei Virful lui Stan — Curmătura Oltețului, am susținut (Berza și Seghedi, 1975 b) apartenența lor la provincia filoniană presiluriană, pusă în loc în timpul și în legătură cu formarea faliei amintite.

D. Geochimia granitoidelor de Tismana

Pentru discutarea geochimiei granitoidelor de Tismana, dispunem de 39 analize chimice (din care patru sînt citate din literatură) și de 35 analize spectrale (Berza et al., 1976). În colectarea rocilor s-a urmărit o eșantionare cit mai uniformă a suprafeței ocupate de masiv, includerea majorității tipurilor petrografice, evitarea rocilor alterate hidrotermal și obținerea unor probe reprezentative, greutatea acestora fiind proporțională cu dimensiunea cristalelor.

Din tabelul 8, în care analizele sînt dispuse în ordinea crescătoare a conținutului în SiO_2 , se remarcă în primul rînd valorile normale ale acestui oxid pentru termenii bazici și valorile moderate, mai mici decît cele întîlnite la majoritatea granitelor, pentru granitele porfiroide. Conținuturi mai mari în SiO_2 apar doar în granitele porfiroide în facies de Topești, din zona sud-estică a masivului, și la o segregatie aplitică din marginea vestică a corpului.

O altă particularitate a granitoidelor de Tismana este dată de conținuturile ridicate în TiO_2 : 1—2% pentru granitoidele echigranulare și 0,5—1% pentru granitele porfiroide și P_2O_5 : 0,4—1% pentru granitoidele echigranulare și 0,2—0,4% pentru granitele porfiroide.

Pentru a pune în evidență evoluția chimică în succesiunea diorite (incluînd aici și dioritele cuarțifere și monzodioritele cuarțifere) — granodiorite (și tonalite) — granite porfiroide, analizele chimice au fost proiectate în diferite diagrame.

Astfel, în diagrama de variație Harker (fig. 21) se constată caracterul evolutiv și continuu al schimbărilor în conținuturile de diverși oxizi în raport cu creșterea procentului de SiO_2 . P_2O_5 , TiO_2 , CaO , MgO și oxizii de fier arată scăderi sensibile în acest sens, Al_2O_3 scade de asemenea, dar cu o pantă mai redusă, iar conținuturile în Na_2O se mențin practic constante. K_2O arată însă o creștere în succesiunea diorite — granodiorite — granite porfiroide, cu un maxim de 6—7% pentru valori ale SiO_2 de 63—65%, evidențiind astfel natura monzonitică a unora dintre granitele porfiroide de Tismana.

În diagrama Peacock (fig. 22), intersecția curbelor CaO și $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ are loc la 55,6% SiO_2 , indicînd o serie la limita dintre seriile alcalicalcică și calcoalcalină.

Schimbarea de chimism evidențiată de diagramele Harker și Peacock este reflectată și de modificările în chimismul mineralelor componente ale rocilor analizate — scăderea conținutului în anortit al plagioclazilor fiind cea mai însemnată, dar îndeosebi de variațiile în compoziția lor modală. Astfel, în seria diorite — granodiorite — granite porfiroide, se remarcă dispariția piribolilor și scăderea conținutului în biotit, în paralel cu creșterea ponderii feldspatului potasic și cuarțului.



Calcularea parametrilor Niggli (tab. 9) a permis construirea unor diagrame ce dau o mai bună reprezentare a chimismului acestor roci. În diagrama $al:alk$ (fig. 23 a) punctele de proiecție se plasează în cîmpurile sărac în alcalii pentru diorite, sărac la intermediar pentru granodiorite și intermediar la bogat în alcalii pentru granitele porfiroide, iar în diagrama $al:fm$

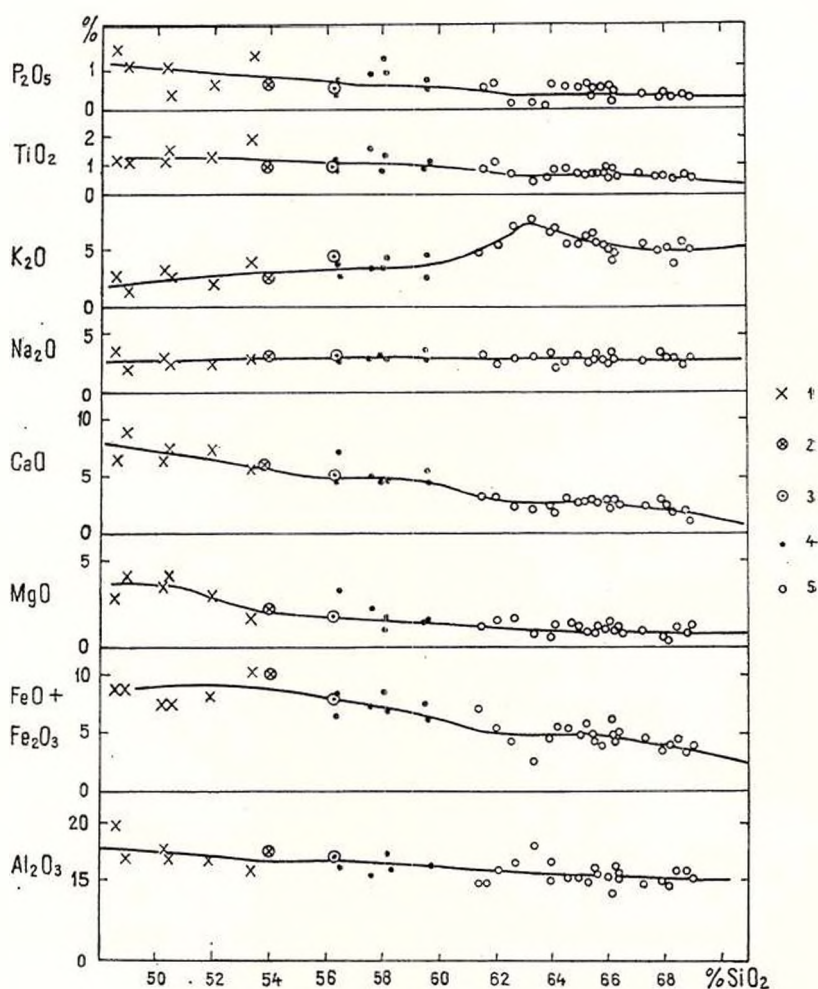


Fig. 21. — Diagrama Harker.

1, diorite și diorite cuarțifere; 2, separație microdioritică cuarțiferă; 3, separație tonalitică; 4, granodiorite și tonalite; 5, granite porfiroide.

Harker diagram.

1, diorites and quartz diorites; 2, quartz microdioritic separation; 3, tonalitic separation; 4, granodiorites and tonalites; 5, porphyroid granites.

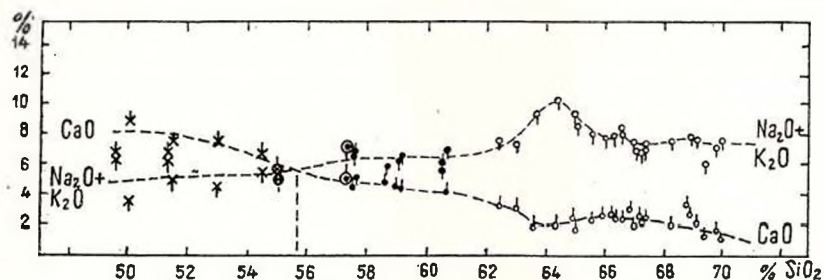


Fig. 22. — Diagrama Peacock. Aceași legendă ca figura 21, cu liniuță în jos pentru $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ și liniuță în sus pentru CaO .

Peacock diagram. The same legend as Figure 21, with a downward line for $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ and an upward line for CaO .

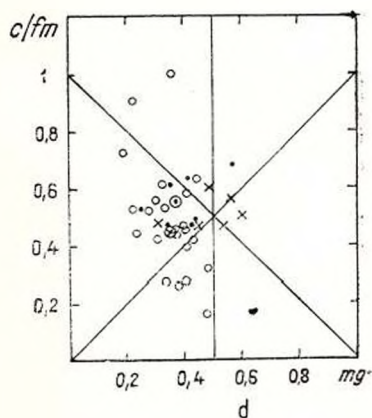
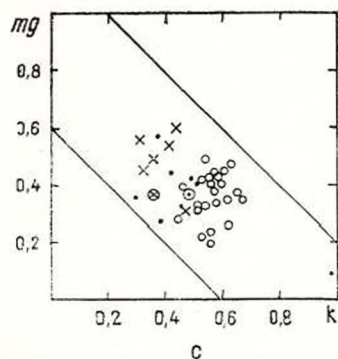
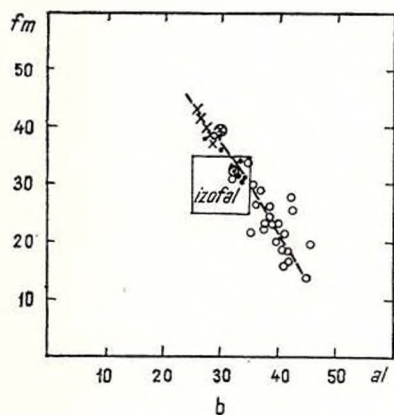
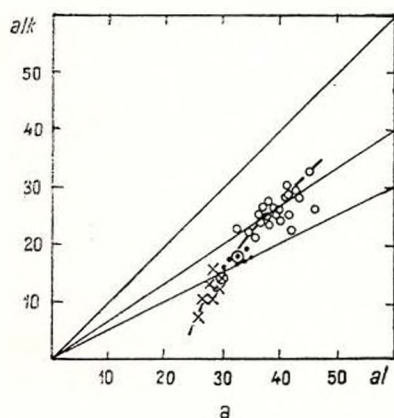


Fig. 23. — Diagramele Niggli : a, diagrama $al : alk$; b, diagrama $al : fm$; c, diagrama $k : mg$; d, diagrama $mg : c/fm$. Aceași legendă ca figura 21.

Niggli diagrams : a, $al : alk$ diagram ; b, $al : fm$ diagram ; c, $k : mg$ diagram ; d, $mg : c/fm$ diagram. The same legend as Figure 21.

TABELUL 8
Analiza chimică a rocilor granitoide de Tismana

Nr. crt.	Proba	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₆	CO ₂	S	Fe(S)	H ₂ O ⁺	Total
1	550	47,81	17,41	1,37	7,44	0,18	6,72	8,99	2,97	1,99	1,68	0,87	0,30	0,10	0,08	1,67	99,58
2	1143	49,56	19,46	2,04	7,93	0,19	4,52	6,63	3,68	2,77	1,24	1,07	urme	0,03	0,02	1,37	100,51
3	955	50,00	17,10	1,05	8,00	0,10	6,35	8,97	2,05	1,49	1,10	0,78	0,00	0,11	0,09	2,38	99,48
4	1029	51,28	17,76	1,92	6,54	0,16	5,50	6,62	3,10	3,42	1,21	0,78	0,00	0,06	0,05	1,53	99,93
5	504	51,50	16,95	1,75	5,84	0,11	6,46	7,58	2,34	2,84	1,61	0,21	0,00	0,03	0,02	2,29	99,63
6	826	53,00	16,90	1,40	6,97	0,12	4,45	7,60	2,45	2,15	1,45	0,45	0,08	0,00	0,00	2,42	99,44
7	926	54,45	16,19	2,31	8,07	0,17	2,58	5,65	2,91	3,90	1,98	0,99	0,00	0,05	0,04	1,18	100,47
8	432	54,95	17,33	1,55	8,81	0,19	3,25	5,76	3,02	2,57	1,04	0,46	0,00	0,00	0,00	0,96	99,89
9	51	57,36	17,18	1,75	5,93	0,06	2,52	5,18	2,96	4,38	1,00	0,41	0,07	0,00	0,00	1,09	99,88
10	28	57,50	17,50	1,10	7,52	0,06	2,24	4,56	2,86	3,74	1,20	0,54	0,22	0,10	0,08	0,61	99,75
11	1310	57,50	15,88	1,50	5,10	0,10	4,95	7,07	2,65	2,49	0,82	0,27	0,00	0,02	0,01	1,17	99,51
12	1316	58,61	15,26	1,91	5,48	0,11	3,21	5,01	2,83	3,20	1,49	0,58	urme	0,00	0,00	1,42	99,31
13	46	59,00	17,30	2,50	5,74	0,16	1,60	4,55	3,26	3,13	0,82	0,88	0,28	0,00	0,00	0,30	99,52
14	1264	59,06	16,02	1,61	5,22	0,13	2,83	4,45	2,72	4,20	1,38	0,62	0,00	0,03	0,02	1,28	99,57
15	52	60,50	16,20	2,66	4,75	0,11	2,16	5,26	3,50	2,24	0,80	0,35	0,00	0,04	0,03	1,22	99,79
16	1313	60,58	16,27	1,34	4,72	0,11	2,35	4,24	2,73	4,41	1,12	0,49	0,00	0,00	0,00	1,21	99,57
17	375	62,36	14,60	2,20	4,87	0,10	1,75	3,28	3,02	4,82	0,82	0,42	0,29	0,00	0,00	0,93	99,46
18	1265	62,95	16,04	1,54	3,87	0,10	2,36	3,16	2,54	5,10	1,10	0,43	0,00	0,05	0,04	1,23	100,51
19		63,59	16,52	0,52	3,63	0,07	2,15	1,96	2,57	7,08	0,55	0,06	0,00	0,13	0,11	0,53	99,57
20	827	64,30	18,00	0,83	1,39	0,03	1,00	1,95	3,05	7,50	0,40	0,12	0,02	0,00	0,00	1,03	99,62
21		64,90	16,62	1,36	2,91	0,11	0,70	2,23	3,28	6,40	0,44	0,04	0,00	0,02	0,01	0,85	99,88
22		64,99	14,91	2,72	2,88	0,14	1,55	1,76	2,06	6,74	0,78	0,38	0,00	0,00	0,00	0,82	99,73
23	56	65,49	15,21	1,41	3,74	0,07	1,64	2,74	2,57	5,46	0,85	0,34	—	—	—	0,96	100,48
24	431A	65,87	15,14	0,80	3,48	0,15	1,60	2,65	2,70	5,24	0,70	0,37	0,00	0,00	0,00	0,84	99,54
25	431B	66,18	14,30	2,35	3,50	0,08	1,05	2,59	2,31	5,92	0,52	0,42	0,24	0,00	0,00	0,53	99,99
26	927	66,40	15,80	1,39	2,15	0,07	1,00	2,52	2,53	6,17	0,62	0,15	0,09	0,00	0,00	0,72	99,65
27	1311	66,49	15,36	1,02	2,99	0,06	1,54	2,42	3,03	5,16	0,67	0,30	urme	0,00	0,00	0,81	99,85
28	1256	66,87	15,27	1,00	2,79	0,06	1,45	2,86	2,60	5,09	0,73	0,35	0,00	0,00	0,00	0,80	99,87
29	430	66,96	13,70	1,15	4,51	0,05	2,17	2,01	2,23	4,80	0,75	0,35	0,00	0,05	0,04	0,94	99,67
30	965	67,18	15,10	1,01	3,53	0,09	1,27	2,83	2,67	4,68	0,72	0,25	—	—	—	1,17	100,50
31	928	67,20	15,40	1,31	3,28	0,06	1,00	2,60	3,07	3,95	0,50	0,21	0,00	0,00	0,00	1,21	99,79
32	933	67,20	15,80	0,88	3,14	0,06	1,00	2,52	2,86	4,67	0,50	0,13	0,10	0,00	0,00	0,59	100,04
33	5	68,16	14,67	1,38	2,56	0,03	1,50	1,98	2,42	5,33	0,59	0,26	0,00	0,00	0,00	0,95	99,83
34	53	68,80	14,80	1,11	2,03	0,05	0,50	2,80	2,96	5,06	0,50	0,17	0,00	0,00	0,00	1,15	99,93
35	1266	68,98	14,56	1,08	2,33	0,04	0,43	2,30	2,76	5,11	0,52	0,24	0,00	0,00	0,00	0,80	99,15
36	433	69,30	15,40	0,62	3,79	0,10	1,59	1,46	2,70	3,50	0,40	0,18	0,00	0,03	0,02	1,41	100,48
37		69,73	15,76	0,11	2,78	0,12	1,00	1,70	1,89	5,44	0,52	0,21	0,00	0,00	0,00	0,64	99,90
38	241	69,90	15,07	1,03	2,37	0,00	1,70	0,77	2,70	5,06	0,45	0,16	0,00	0,04	0,03	1,05	100,30
39	1267	74,97	13,91	0,45	0,50	0,05	0,30	1,17	2,42	5,76	0,09	0,03	0,00	0,00	0,00	0,39	100,04



ANEXĂ LA TABELUL 8

- 1 550 Enclavă supramicacee, valea Giula. Analist A. Medeșan.
- 2 1143 Diorit, valea Runcu. Analist A. Medeșan.
- 3 955 Diorit cuarțifer, valea Răchițeaua. Analist F. Negrescu.
- 4 1029 Diorit cuarțifer, valea lui Pătru. Analist A. Medeșan.
- 5 504 Diorit cuarțifer, Valea Mare. Analist A. Medeșan.
- 6 826 Monzodiorit cuarțifer, pîrîul Frasinului. Analist F. Negrescu
- 7 926 Monzodiorit cuarțifer, valea Bistricioarei. Analist A. Medeșan
- 8 432 Separație microdioritică cuarțiferă, valea Pocruei. Analist M. Cristea.
- 9 51 Separație tonalitică, valea Tismanei. Analist F. Negrescu.
- 10 28 Granodiorit, valea Pocruei. Analist G. Zăvoianu.
- 11 1310 Granodiorit, valea Pocruei. Analist A. Medeșan.
- 12 1316 Tonalit, valea Runcu. Analist A. Medeșan.
- 13 46 Granodiorit, valea Tismanei. Analist S. Iliescu.
- 14 1284 Granodiorit, valea lui Pătru. Analist A. Medeșan.
- 15 52 Granodiorit, valea Tismanei. Analist F. Negrescu.
- 16 1313 Granodiorit, valea Runcu. Analist A. Medeșan.
- 17 375 Granit porfiroid cu hornblendă, pîrîul Poiana cu Fragi. Analist M. Cristea.
- 18 1265 Granit porfiroid cu hornblendă, valea lui Pătru. Analist A. Medeșan.
- 19 Granit porfiroid, Platra Tăiată. Analist S. Lupan (Giușcă și Pavelescu, 1955).
- 20 827 Granit porfiroid, pîrîul Frasinului. Analist F. Negrescu.
- 21 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist S. Lupan (Giușcă și Pavelescu, 1955).
- 22 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist E. Colios (Minzatu et al., r 1965)
- 23 56 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist A. Medeșan.
- 24 431 A Granit porfiroid, valea Pocruei. Analist A. Medeșan.
- 25 431 B Granit porfiroid, valea Pocruei. Analist S. Iliescu.
- 26 927 Granit porfiroid, valea Bistricioarei. Analist F. Negrescu.
- 27 1311 Granit porfiroid, valea Pocruei. Analist A. Medeșan.
- 28 1256 Granit porfiroid, Valea Mare. Analist A. Medeșan.
- 29 430 Granit porfiroid, valea Tismăniței. Analist G. Zăvoianu.
- 30 965 Granit porfiroid (facies de Topești), pîrîul Pîrgavului. Analist A. Medeșan
- 31 928 Granit echigranular marginal, valea Bistricioarei. Analist F. Negrescu
- 32 933 Granit porfiroid (facies de Topești), valea Bistricioarei. Analist F. Negrescu
- 33 5 Granit porfiroid, valea Pocruei. Analist A. Medeșan.
- 34 53 Granit porfiroid, valea Tismanei. Analist F. Negrescu.
- 35 1266 Granit porfiroid, valea Neguroasă. Analist A. Medeșan.
- 36 433 Granit porfiroid (facies de Topești), pîrîul Cireșului. Analist G. Zăvoianu.
- 37 Granit porfiroid (facies de Topești), valea Bistricioarei. Analist E. Colios. (Minzatu et al., r 1965).
- 38 241 Granit porfiroid marginal, pîrîul Păltinei. Analist G. Zăvoianu.
- 39 1267 Aplit marginal, valea Neguroasă. Analist A. Medeșan.



TABELUL 9
Parametri Niggli

Nr. crt.	Proba	Si	al	fm	C	alk	k	mg	ti	p	w	qz	c/fm	Q	M	L	Tipul de magmă
1	550	115,36	24,75	42,01	23,23	10,00	0,31	0,57	3,05	0,87	0,14	24,66	0,55	28,01	31,08	40,90	normal gabbroidă
2	1143	127,22	29,43	36,65	18,23	13,69	0,33	0,45	2,39	1,16	0,18	27,52	0,47	29,46	23,51	47,03	dioritică
3	955	126,14	25,42	42,94	24,24	7,41	0,32	0,56	2,09	0,83	0,10	3,49	0,56	33,49	29,03	37,48	normal gabbroidă
4	1029	135,03	27,55	40,13	18,67	13,65	0,42	0,54	2,39	0,87	0,20	19,58	0,47	30,88	25,03	44,09	monzodioritică
5	504	135,18	26,21	41,77	21,31	10,70	0,44	0,60	3,18	0,34	0,21	7,64	0,51	32,79	27,07	40,13	monzodioritică
6	826	149,50	28,09	38,39	22,96	10,56	0,37	0,49	3,07	0,54	0,15	7,25	0,60	36,70	23,63	39,67	dioritică
7	926	163,18	28,59	37,38	18,13	15,90	0,47	0,31	4,46	1,26	0,20	0,43	0,49	35,55	22,03	42,42	monzodioritică
8	432	159,38	29,61	39,25	17,89	13,24	0,36	0,36	2,27	0,56	0,13	6,42	0,46	37,09	20,84	42,06	dioritică
9	51	182,62	32,23	32,09	17,66	18,02	0,49	0,37	2,39	0,55	0,21	10,53	0,55	38,54	16,65	44,82	Si-monzonitică
10	28	186,38	33,42	34,04	15,83	16,71	0,46	0,32	2,92	0,74	0,12	19,53	0,47	40,33	18,29	41,39	Si-monzonitică
11	1310	169,45	27,57	37,87	22,31	12,25	0,38	0,57	1,82	0,34	0,21	20,47	0,59	39,47	22,22	38,32	dioritică
12	1316	195,16	29,94	36,27	17,87	15,92	0,43	0,44	3,78	0,82	0,24	31,46	0,49	41,71	18,57	39,72	tonalitică
13	46	200,56	34,65	31,27	16,56	17,52	0,39	0,26	2,10	1,27	0,28	30,47	0,53	42,55	17,31	40,14	tonalitică
14	1264	200,76	32,08	33,65	16,20	18,06	0,50	0,43	3,53	0,89	0,21	28,51	0,48	41,56	16,20	42,23	Si-monzonitică
15	52	206,63	32,60	31,70	19,24	16,46	0,30	0,35	2,05	0,51	0,33	40,79	0,61	43,78	15,20	41,02	cuartă dioritică
16	1313	215,35	34,08	30,38	16,14	19,40	0,52	0,41	2,99	0,74	0,20	37,75	0,53	43,33	13,70	42,98	cuartă dioritică-monzonitică
17	375	235,04	32,42	31,73	13,24	22,61	0,51	0,31	2,32	0,67	0,28	44,59	0,42	44,03	14,07	41,93	sienitgranitică
18	1265	237,18	35,61	30,12	12,75	21,52	0,57	0,44	3,12	0,69	0,26	51,08	0,32	45,33	14,24	40,43	sienitgranitică
19	1	249,13	38,13	26,20	8,22	27,44	0,64	0,48	1,62	0,10	0,11	39,36	0,31	43,82	10,94	45,24	sienitgranitică



20	827	270,94	44,69	13,91	8,80	32,60	0,62	0,45	1,27	0,21	0,34	40,53	0,63	44,62	6,47	48,92	granosienitică
21	2	270,07	40,75	19,11	9,94	30,21	0,56	0,23	1,38	0,07	0,29	49,24	0,52	45,31	7,14	47,55	granosienitică
22	7	272,56	36,84	28,86	7,91	26,39	0,68	0,34	2,46	0,67	0,45	66,98	0,27	47,23	12,73	40,04	granosienitică
23	56	266,69	36,49	27,24	11,95	24,32	0,58	0,37	2,60	0,59	0,25	69,42	0,44	47,63	11,45	40,92	sienitgranitică
24	431A	277,50	37,58	25,37	11,93	25,10	0,56	0,40	2,22	0,66	0,17	77,11	0,47	48,65	10,66	40,68	sienitgranitică
25	431B	281,17	35,79	26,87	11,78	25,55	0,63	0,25	1,66	0,75	0,37	78,98	0,44	48,69	10,02	41,29	sienitgranitică
26	927	291,42	40,85	19,28	11,84	28,02	0,62	0,34	2,05	0,35	0,36	79,32	0,61	48,97	7,73	43,30	granosienitică
27	1311	283,19	38,54	28,90	11,04	26,52	0,53	0,41	2,15	0,54	0,23	77,12	0,46	48,62	9,88	41,50	granitică
28	1256	289,23	38,91	22,90	13,25	24,93	0,56	0,41	2,37	0,64	0,24	89,50	0,58	50,19	9,01	40,20	granitică
29	430	286,69	34,56	33,87	9,22	22,36	0,59	0,41	2,41	0,63	0,18	97,27	0,27	50,86	14,25	34,89	sienitgranitică
30	965	289,85	38,38	24,50	13,08	24,04	0,54	0,33	2,34	0,46	0,20	93,71	0,53	50,68	9,95	39,37	sienitgranitică
31	928	297,10	40,11	23,29	12,31	24,29	0,46	0,28	1,66	0,39	0,26	99,95	0,53	51,56	9,83	38,61	adamelitică
32	933	297,56	41,22	21,38	11,95	25,46	0,52	0,31	1,66	0,24	0,20	95,74	0,56	51,08	8,95	39,97	adamelitică
33	5	310,59	39,39	24,78	9,66	26,17	0,59	0,41	2,02	0,50	0,32	105,91	0,39	51,84	10,28	37,88	adamelitică
34	53	325,57	41,26	15,71	14,19	28,84	0,53	0,22	1,78	0,34	0,32	110,21	0,90	52,13	5,65	42,22	rapakiwitică
35	1266	337,99	42,03	16,83	12,07	29,07	0,55	0,19	1,92	0,50	0,29	121,72	0,72	53,25	6,49	40,26	rapakiwitică
36	433	321,24	42,06	28,22	7,25	22,47	0,46	0,39	1,39	0,35	0,13	131,35	0,26	55,11	13,44	31,44	tasnagranitică
37	6	341,75	45,51	19,59	8,92	25,98	0,65	0,37	1,92	0,44	0,03	137,85	0,46	55,42	9,95	34,63	rapakiwitică
38	241	335,50	46,62	25,38	3,96	28,04	0,55	0,48	1,62	0,32	0,28	123,33	0,16	53,60	11,55	34,85	rapakiwitică
39	1267	448,61	49,04	7,45	7,50	36,01	0,61	0,36	0,40	0,08	0,42	204,58	1,01	59,25	3,25	37,50	aplit granitică



TABELUL 10
Compoziția modală C.I.P.W. a granitoidelor de Tismana

Nr. crt.	Proba	qu	or	ab	an	c	di	hy	ol	ap	il	mt	Q	A	P
1	550	—	11,1	24,6	28,3	—	6,6	3,0	14,3	2,0	3,0	1,8	—	17,4	82,6
2	1143	—	16,5	31,2	25,8	0,8	—	3,0	12,8	2,5	2,3	3,0	—	22,5	77,5
3	955	2,0	8,9	17,3	33,1	—	94,	24,9	—	1,8	2,1	1,5	3,3	14,5	82,2
4	1029	—	20,0	26,2	24,5	—	2,2	9,7	7,9	1,6	2,2	2,7	—	28,3	71,7
5	504	0,6	16,8	19,8	27,3	—	6,9	19,3	—	0,6	3,0	2,5	1,1	25,9	73,0
6	826	6,0	12,6	20,7	28,9	—	4,8	18,0	—	1,2	2,8	2,0	8,8	18,5	72,7
7	926	4,4	22,8	24,7	19,7	—	2,2	17,1	—	2,3	3,8	—	6,1	31,9	62,0
8	432	5,7	15,4	25,4	25,2	0,4	—	21,5	—	1,2	2,0	2,2	8,0	21,4	70,6
9	51	6,7	26,1	25,1	20,6	—	1,6	13,2	—	1,0	1,7	2,6	8,5	33,3	58,2
10	28	10,9	21,9	24,2	17,4	2,4	—	16,1	—	1,3	2,3	1,6	14,7	29,4	55,9
11	1310	9,4	14,9	22,5	23,9	—	7,6	17,0	—	0,4	1,5	2,0	13,3	21,1	65,6
12	1316	13,5	18,9	23,6	19,5	—	4,7	12,1	—	1,3	2,7	2,8	17,9	25,0	57,1
13	46	15,4	18,9	27,6	15,2	2,9	—	11,4	—	2,0	1,5	3,7	20,0	24,5	55,5
14	1264	12,2	25,0	23,0	18,0	0,2	—	12,8	—	1,3	2,6	2,3	15,6	32,0	52,4
15	52	17,1	13,0	29,3	22,0	—	3,9	7,9	—	0,8	1,5	3,8	21,0	16,0	63,0
16	1313	13,9	26,1	23,2	17,3	0,5	—	11,6	—	1,2	2,1	1,9	17,3	32,4	50,3
17	375	16,2	28,5	25,4	11,5	0,2	—	10,2	—	1,1	1,5	3,2	19,9	35,0	45,1
18	1265	18,0	30,0	21,0	12,5	1,7	—	9,6	—	1,0	2,1	2,0	22,1	36,8	41,1
19		13,5	41,7	19,4	9,2	1,8	—	10,7	—	0,2	1,1	0,7	16,1	49,8	34,1
20	827	12,0	44,5	25,7	8,7	1,6	—	3,7	—	0,3	0,8	1,1	13,2	49,0	37,8
21		14,4	37,8	27,5	10,6	0,6	—	5,0	—	0,1	0,8	2,0	15,9	41,9	42,2
22		21,5	39,5	17,3	5,8	2,0	—	5,6	—	0,8	1,4	3,9	25,5	47,0	27,5
23	56	19,8	32,0	21,7	11,6	0,9	—	9,7	—	0,8	1,6	—	23,3	37,6	39,1
24	431A	20,4	30,9	23,0	10,6	2,0	—	9,4	—	0,6	1,4	0,1	24,0	36,4	39,6
25	431B	23,2	35,1	19,5	7,9	1,1	—	6,4	—	1,1	1,0	3,4	27,1	40,9	32,0
26	927	21,0	36,1	21,1	11,5	0,8	—	4,3	—	0,3	1,2	1,8	23,4	40,3	36,3
27	1311	20,3	30,1	25,2	10,1	1,0	—	7,4	—	0,7	1,2	1,4	25,2	37,3	37,6
28	1256	24,7	29,8	22,0	11,7	1,0	—	6,8	—	0,7	1,4	1,4	28,0	33,8	38,2
29	430	26,5	28,4	18,6	7,8	2,0	—	11,4	—	0,8	1,4	1,7	32,6	34,9	32,5
30	965	23,7	27,7	22,7	12,8	0,9	—	8,6	—	0,5	1,4	—	27,2	31,9	40,9
31	928	25,5	23,1	25,7	12,8	1,4	—	6,7	—	0,3	0,9	1,9	29,3	26,5	44,2
32	933	24,1	27,4	24,1	11,4	1,7	—	6,7	—	0,3	0,9	1,2	22,7	31,5	40,8
33	5	26,4	31,2	21,1	8,3	1,6	—	5,8	—	0,4	1,1	1,9	30,4	35,8	33,8
34	53	25,2	29,5	25,1	12,2	—	0,6	2,9	—	0,3	0,9	1,6	27,4	32,1	40,5
35	1266	27,2	30,0	23,1	10,0	0,7	—	3,5	—	0,3	0,9	1,4	30,1	33,2	36,7
36	433	32,3	20,6	23,1	6,4	4,8	—	9,8	—	0,3	0,8	0,9	39,2	24,9	35,8
37		31,1	31,7	15,8	7,2	4,0	—	7,1	—	0,3	0,9	0,2	36,2	36,9	26,8
38	241	32,1	29,7	23,1	2,8	4,1	—	2,9	—	0,3	0,8	1,4	36,6	33,9	29,5
39	1267	35,7	33,9	20,4	5,3	1,5	—	1,1	—	0,01	0,02	0,7	37,5	35,4	27,1



(fig. 23 b), proiecțiile se aliniază pe direcția semifemic (diorite) — izofal (granodiorite) — salic (granite porfiroide).

Ambele reprezentări evidențiază o aliniere remarcabilă a punctelor, împrăștierea de la linia mediană fiind puțin mai mare doar în domeniul granitelor porfiroide. La interpretarea acestor diagrame, trebuie însă ținut cont de faptul că, dacă scăderea parametrului fm , respectiv creșterea parametrului alk , sînt reale în seria diorite — granite porfiroide, reflectînd variațiile în con-

TABELUL 11

Proporțiile relative de cuarț, ortoză, albit și anortit normativ ale granitelor porfiroide de Tismana

Nr.crt.	Nr. probei	Q	Or	Ab	An
1	375	19,76	34,77	30,98	14,03
2	1265	21,96	36,60	25,62	15,25
3		16,06	49,62	23,08	10,94
4	827	13,20	48,95	28,27	9,57
5		15,84	41,58	30,25	11,66
6		25,73	46,61	20,41	6,84
7	56	23,16	37,44	25,38	13,57
8	431A	23,86	36,15	26,91	12,40
9	431B	26,91	41,41	22,62	9,16
10	927	23,31	40,07	23,42	12,76
11	134	23,54	34,31	29,23	11,71
12	1256	27,91	33,67	24,86	13,22
13	430	32,59	34,93	22,87	9,59
14	965	27,25	31,85	26,10	14,72
15	928	29,07	26,33	29,29	14,59
16	933	27,47	31,23	27,47	12,99
17	5	30,09	35,56	24,05	9,46
18	53	27,21	31,86	27,10	13,17
19	1266	29,92	33,00	25,41	11,80
20	433	39,08	24,92	27,95	7,74
21		36,07	36,77	18,32	8,35
22	241	36,59	33,85	26,33	3,19

centrație ale acestor oxizi (FeO , Fe_2O_3 , MgO , K_2O și Na_2O), creșterea parametrului al este artificială, fiind dată de metoda de calcul Niggli. Datorită scăderii mult mai rapide a fm și c , în raport cu creșterea alk , are loc o mărire compensatorie a parametrului al , ce este în contradicție cu reala diminuare a Al_2O_3 (fig. 21).



TABELUL 12

Elemente minore (ppm) în rocile granitoide de Tismana *

Nr. crt.	Nr. probei	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Nb	Y	Yb	La	Be	Zr	Ba	Sr	Li
1	550	7	20	18	3,5	34		41	68	15	37	21	4,3	52	<1	260	1100	750	34
2	1143	10	11	17	4	10		4	60	11	78	33	4,2	110	<1	220	2000	1350	65
3	955	4	16	13	<2	33	42	40	125	19	37	26	2,9	44	1,1	140	480	660	24
4	1029	7,5	22	17	3	12		5	95	11	52	25	4	85	1,0	200	1700	1750	60
5	504	3	16	20	<2	20		32	130	18	48	31	4	85	1,3	290	1350	900	47
6	826	8	11	21	<2	22	25	48	115	21	50	36	4,2	60	1,3	340	1100	650	32
7	926	15	15	18	<2	7,5	25	3	75	17	100	54	5,7	95	1,3	430	2400	780	38
8	432	4	26	24	<2	9,5	22	3	180	25	90	58	6,5	90	2,5	480	1350	600	43
9	51	12	16	22	<2	14	12	20	78	14	75	33	4,0	72	1,5	470	2100	850	38
10	28	19	18	21	5	5	13	4	70	15	100	58	6,0	185	1,2	700	2700	800	42
11	1310	8,5	15	20	<2	20		57	65	18	30	32	4,3	46	1,2	240	1500	560	48
12	1316	7,5	18	21	<2	12		7	50	11	30	30	4,2	78	1,3	320	1200	580	52
13	46	6,5	15	20	<2	7	11	3,5	72	11	66	47	4,0	90	1,5	530	1650	800	50
14	1264	7	12	20	5,5	6,5		5	38	12	50	36	4	82	1,1	500	1800	520	43
15	52	8,5	10	23	2,5	5	9,5	3,5	72	7,5	33	28	3,8	48	3,8	410	900	720	57
16	1313	12	10	23	<2	9		10	45	13	52	42	4,4	90	1,5	510	1800	500	52
17	375	15	17	20	<2	8	8,5	10	50	9	65	35	4,0	130	1,7	670	1700	550	52
18	1265	9	12	21	<2	4		4,5	38	7	56	26	3,4	90	1,3	480	1500	460	55
19	827	16	3,5	19	<2	3	2,5	5,5	25	2	<20	8,5	0,7	30	1,0	270	2700	650	19
20	56	19	7	23	<2	7	6,5	5,5	39	6	40	20	2,6	115	1,2	470	1900	550	38
21	431A	19	4	23	<2	4		4	40	6	30	24	3,2	85	1,6	400	1600	360	42
22	431B	24	7,5	18	<2	4,5	6,5	5	38	5,5	58	30	3,2	70	1,8	560	2200	580	42
23	927	17	4	14,5	<2	7,5	4,5	8	31	6,5	50	18	2,8	60	1,0	330	2100	630	26
24	1311	16	6	23	<2	4		5	28	6	28	23	3	80	2,2	400	980	250	60
25	1256	17	4	20	<2	4		5	38	5,5	30	20	3,2	85	1,3	400	1900	630	29
26	430	20	6	18	<2	6,5	6	5	31	7	60	23	2,8	75	1,3	600	1200	330	55
27	965	20	6	18	<2	4,5	9	7	33	6,5	23	20	1,3	100	1,2	430	1450	370	30
28	928	13	13	19	<2	3,5	4,5	4	33	6	43	15	1,5	115	2,2	270	2100	850	52
29	933	23	4,5	17	<2	6	4	7,5	31	6	<20	16	1,7	90	<1	300	1300	460	29
30	5	15	<2	19	<2	4,5		2,5	33	4,5	33	17	1,9	80	1,5	340	1200	400	38
31	53	16	11	19	<2	3,5	9,5	6	24	3,5	20	14	2,3	180	1,9	420	1950	900	26
32	1266	21	<2	18	<2	3,5		2,5	36	6	40	19	2,1	110	2,0	290	850	360	32
33	433	25	8	22	<2	8	13	46	30	6	23	21	3,3	78	1,2	360	900	320	43
34	241	18	7	18	<2	4,5	9	4	26	6	40	32	4,7	115	1,8	380	1200	270	18
35	1267	38	2,5	17	<2	2		2,5	6	4	<20	26	6,5	52	<1	120	860	230	5,5

* Analist Constanța Udrescu.



Diagrama $k : mg$ (fig. 23 c) demonstrează lipsa de corelație dintre cei doi parametri, în conformitate cu observațiile petrografice, roci cu conținuturi egale de feldspat potasic putând avea cantități și specii de minerale melanocrate variate. În plus, participarea potasiului atât în feldspatul potasic cât și în biotit, ce conține însă și fier și magneziu, contribuie, datorită proporției variabile de biotit în raport cu feldspatul potasic, la dispersia proiecțiilor.

Diagrama $mg : c/fm$ (fig. 23 d) arată de asemenea inexistența unei corelații între acești parametri, majoritatea analizelor proiectându-se în câmpul cu $mg = 0,2-0,5$, dar la valori foarte variabile ale raportului c/fm .

Diagrama QML (fig. 24) indică caracterul calcoalcalin al seriei de Tismana, analizele proiectându-se, cu o excepție, în câmpul suprasaturat (granitele porfiroide și granodioritele) și saturat (dioritele).

Diagrama Mg, Fe^{tot}, Alk (fig. 25) arată, într-o primă etapă, creșterea simultană a conținuturilor în alcalii și fier (de la granodiorite la granitele porfiroide), curba mediană fiind asemănătoare celor trasate pentru diverse serii calcoalcaline de N o c k o l d s și A l l e n (1953).

În diagrama Ca, Na, K (fig. 26) se remarcă de asemenea o aliniere a proiecțiilor pe o curbă mediană, ce indică într-o primă etapă o creștere generală a conținutului în alcalii, urmată de o îmbogățire selectivă în potasiu pentru granitele porfiroide.

Proiecția proporțiilor normative CIPW (tab. 11) de cuarț, feldspat potasic și plagioclaz ale granitoidelor de Tismana într-o diagramă QAP (fig. 27) este utilă îndeosebi pentru granitele porfiroide, roci a căror granulație centimetrică face dificilă estimarea proporțiilor modale ale acestor minerale. Se constată astfel că majoritatea acestor roci se proiectează în câmpul monzogranitelor, având conținuturi în cuarț sub 32%, iar unele puncte figurative apar chiar în câmpul monzonitelor cuarțifere, cuarțul putând scădea până la 15%, observație în acord cu datele obținute prin planimetrare (fig. 20). Pentru granitoidele echigranulare de Tismana, roci extrem de bogate în biotit, această proiecție nu mai este însă în acord cu compoziția modală, recalcularea potasiului din biotit ca feldspat potasic, cerută de metoda CIPW, ducând la o sensibilă deplasare spre stînga a punctelor figurative.

Tot pe baza normei CIPW a fost construită diagrama Carmichael (fig. 28). În triunghiul $QAbOr$ se remarcă proiectarea granitoidelor de Tismana în zone îndepărtate de minimele eutectice stabilite de Tuttle și Bowen (1958), indicînd astfel formarea acestor roci la temperaturi ridicate. În triunghiul $AnAbOr$, granitoidele de Tismana se proiectează în domeniul bifeldspatic, cu excepția probei 241.

Rezultatele analizelor elementelor minore, determinate prin spectrografie de emisie, sînt prezentate în tabelul 12. Pentru o serie de roci lipsesc determinările de Co, datorită unor impurificări cu acest element în timpul mojarării probelor.

Conținuturile în elemente minore ale granitoidelor de Tismana au fost reprezentate grafic în funcție de indicele de diferențiere $(1/3 Si + K) - (Ca + Mg)$ (N o c k o l d s și A l l e n, 1954).



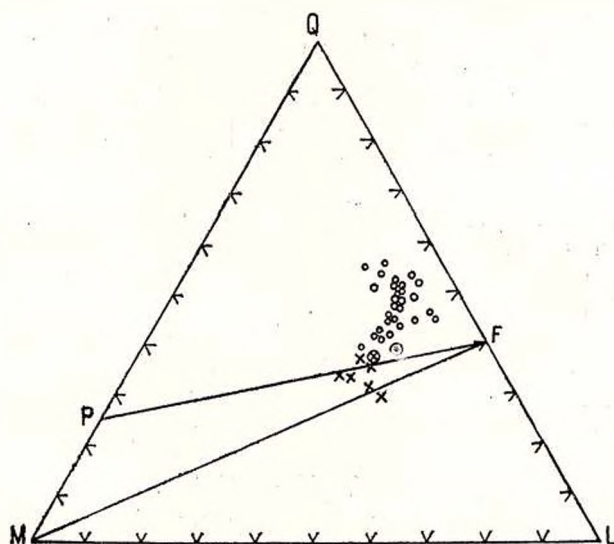


Fig. 24. — Diagrama *QML*. Aceeași legendă ca figura 21.
QML diagram. The same legend as Figure 21.

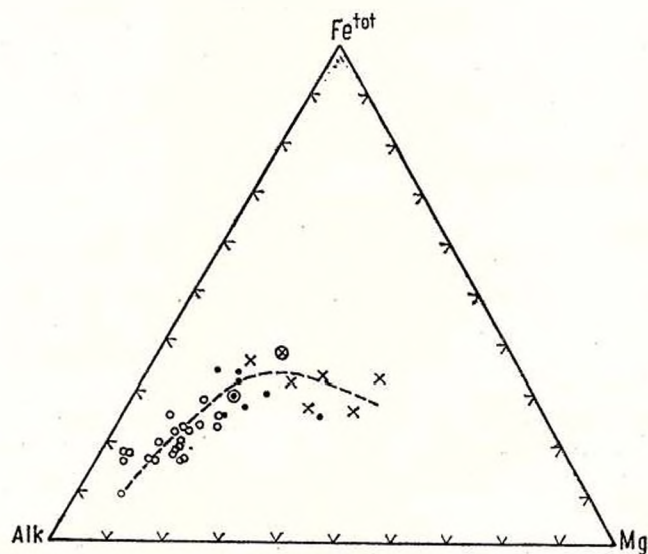


Fig. 25. — Diagrama *Mg, Fetot, Alk*. Aceeași legendă ca figura 21.
Mg, Fetot, Alk diagram. The same legend as Figure 21.

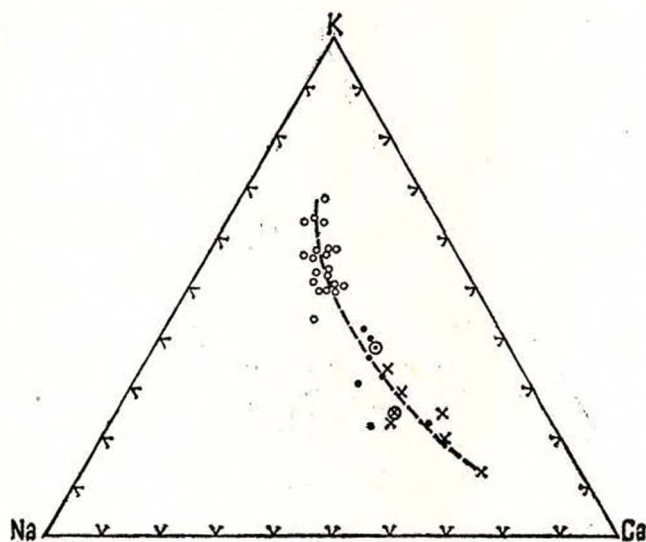


Fig. 26. — Diagrama Ca, Na, K. Aceeași legendă ca figura 21.
Ca, Na, K diagram. The same legend as Figure 21.

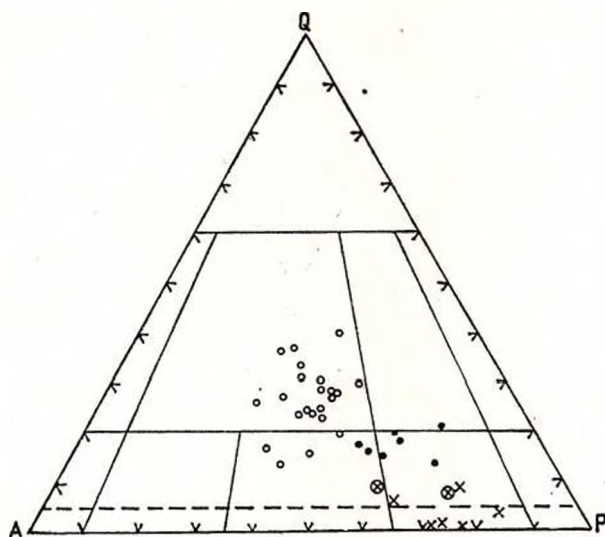


Fig. 27. — Diagrama QAP normativă. Aceeași legendă ca figura 21.
QAP normative diagram. The same legend as Figure 21.

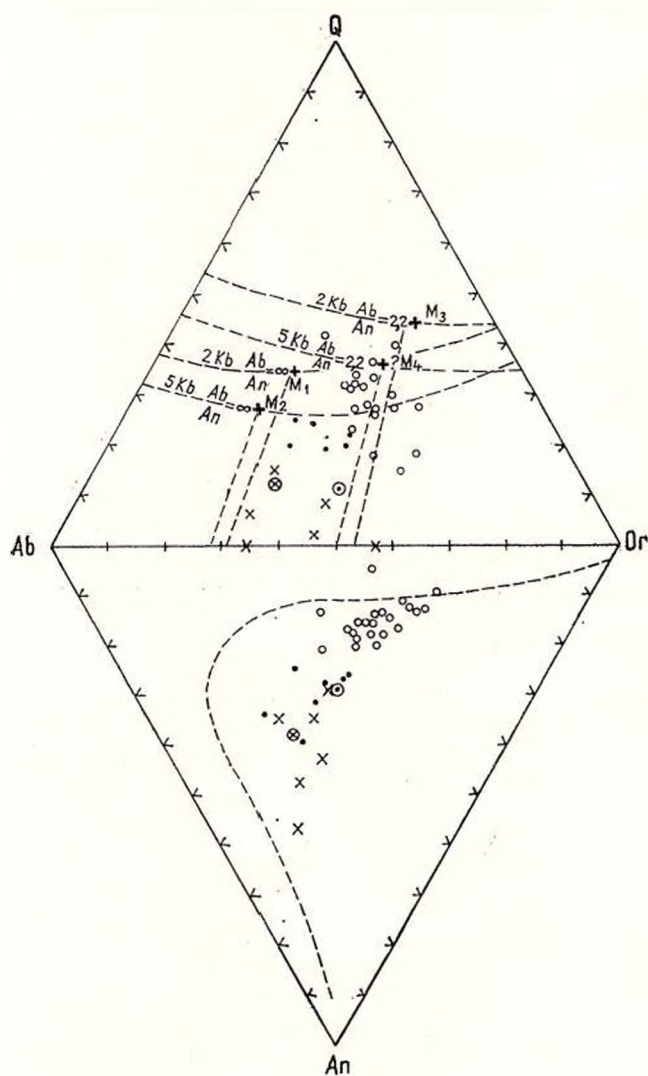


Fig. 28. — Diagrama Carmichael. Aceeași legendă ca figura 21.
Carmichael diagram. The same legend as Figure 21.

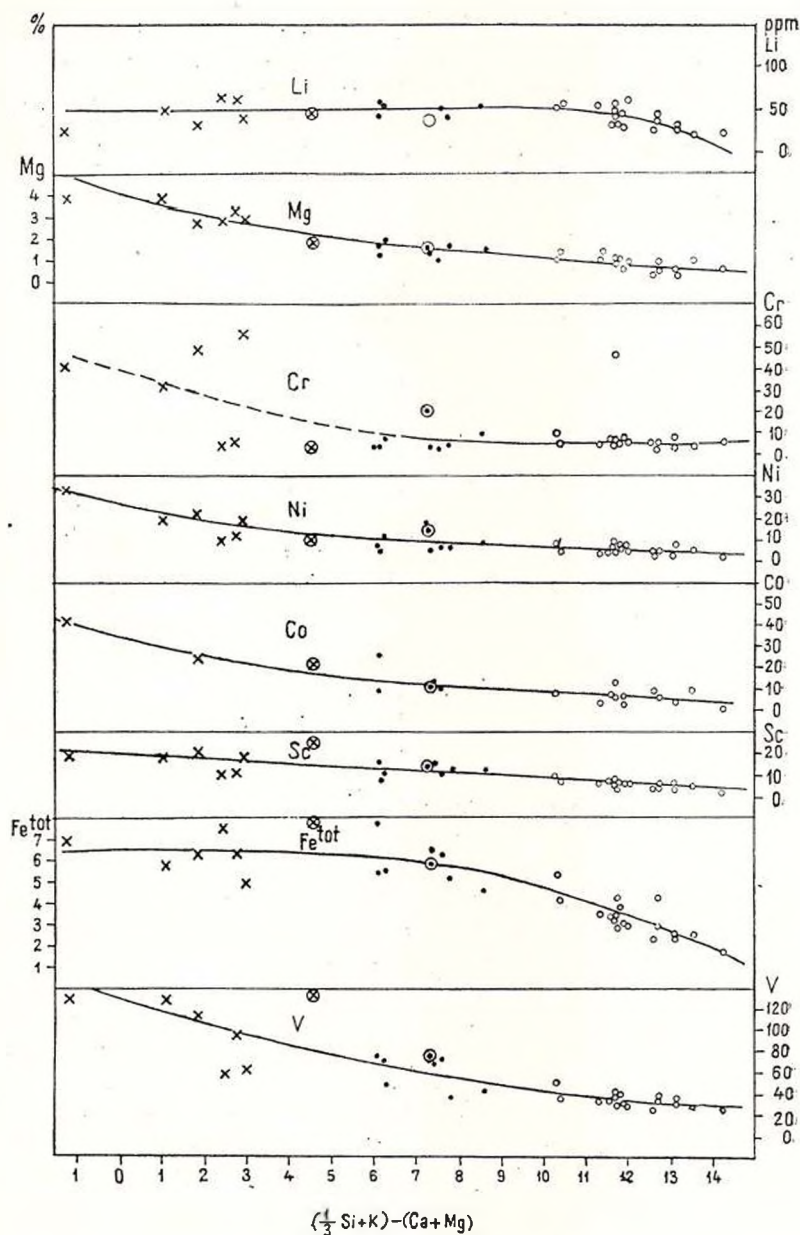


Fig. 29. — Diagrama Nockolds a elementelor siderofile din granitoidele de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

Nockolds diagram of the siderophile elements in the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

Urmărind diagramele din figura 29, se constată că concentrațiile V, Sc, Co, Ni și Cr scad de la diorite spre granitele porfiroide, tendință mai accentuată în intervalul diorite-granodiorite. Această comportare este asemănătoare cu cea a magneziului și este diferită de cea a fierului, care prezintă o curbă aproape paralelă cu abscisa în intervalul diorite — granodiorite, ce scade apoi brusc spre granitele porfiroide. Pentru elementele în discuție, dispersarea punctelor este mai accentuată în grupa dioritelor (trăsătură mai

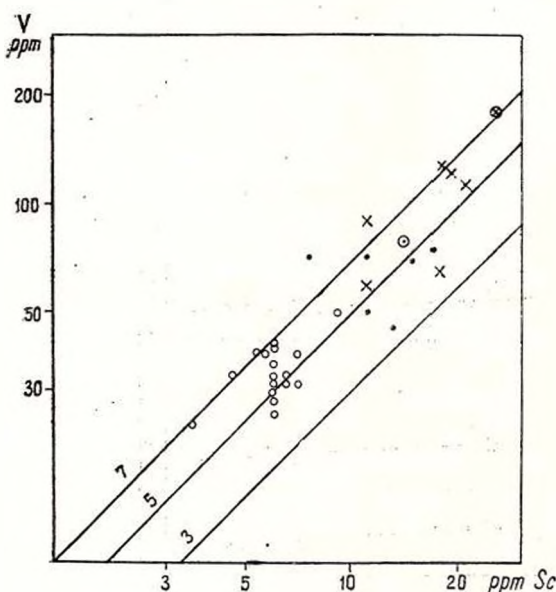


Fig. 30. — Relația V—Sc în grani-toidele de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

V—Sc relationship in the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

evidentă în cazul Cr și V), această împrăștiere fiind probabil legată de variații mai importante ale cantităților în care apar oxizii de fier în aceste roci, în raport cu granodioritele și granitele porfiroide.

Spre deosebire de magneziu, ale cărui conținuturi scad treptat în seria de Tismana, valorile Li oscilează puțin în toată seria, cu excepția granitelor porfiroide cu indice de diferențiere mai mare de 12, roci în care valorile lui scad.

Lipsa corelației între Li și Mg poate fi explicată prin faptul că dintre mineralele feromagneziene, structura rețelei biotitului este mai favorabilă pentru ionul de Li decât cea a piroxenilor și amfibolilor. În seria granitoidelor de Tismana, conținuturile de biotit scad relativ puțin, cu excepția unora dintre granitele porfiroide, în care proporția de biotit este mai redusă.

Pentru probele necontaminate cu Co, s-a observat o corelație pozitivă între Ni și Co, raportul Ni/Co variind între 1,5 și 1/3. De asemenea, o corelație pozitivă se observă și între V și Sc, raportul V/Sc fiind situat la valori cuprinse între 3 și 7 (fig. 30). Din această diagramă se observă o suprapunere parțială a domeniilor dioritelor și granodioritelor, granitele porfiroide



fiind grupate la valori mai scăzute ale V și Sc și avînd raportul V/Sc cuprins între 5 și 7.

Curbele de variație ale Y și Yb (fig. 31) indică conținuturi destul de constante în diorite și mai variabile în granodiorite și granite porfiroide. Se

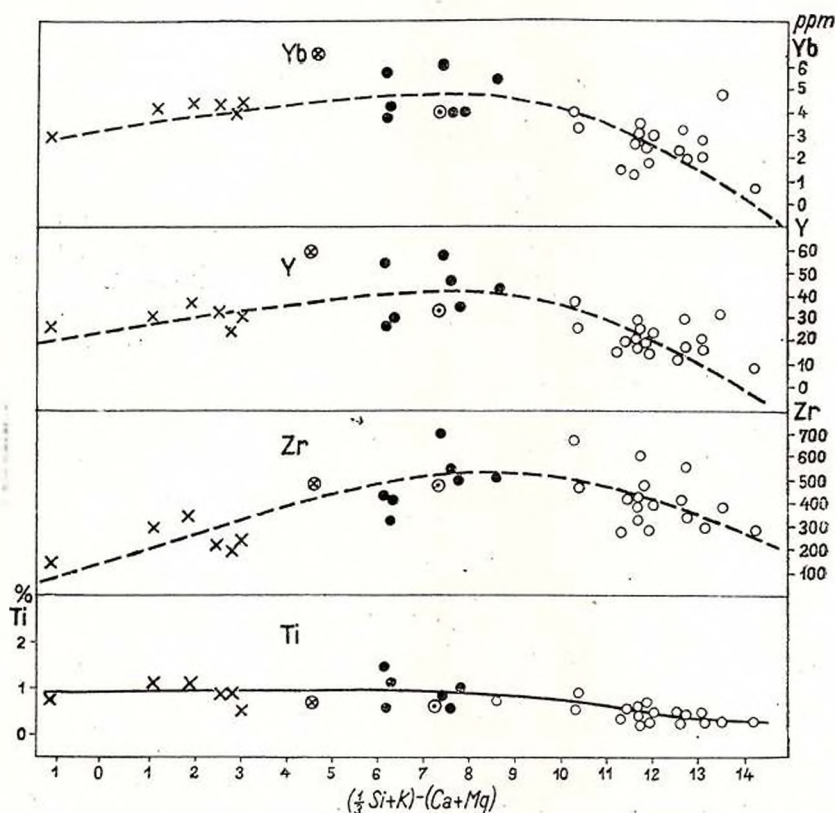


Fig. 31. — Diagrama Nockolds pentru Y, Yb, Zr, Ti a granitoidelor de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

Nockolds diagram for Y, Yb, Zr, Ti of the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

constată de asemenea prezența valorilor maxime în cadrul grupeii granodioritelor. Comportarea asemănătoare a acestor elemente este bine reprezentată în diagrama din figura 32, în care se observă că, în seria de Tismana, raportul Y/Yb oscilează în limite foarte strînse (6—10).

Asemănarea curbelor de variație ale Y și Yb cu cea a Zr ar permite interpretarea că aceste elemente apar în rețeaua zirconului (Vlasov, 1964, menționează substituția $Y^{3+} + P^{5+} \rightleftharpoons Zr^{4+} + Si^{4+}$), iar diagrama din figura 33 pune în evidență această corelație pozitivă. Se observă însă că

pentru granitele porfiroide raportul $(Y + Yb)/Zr$ variază între $1/15$ și $1/30$, iar pentru diorite și granodiorite acest raport oscilează între $1/5$ și $1/10$, la conținuturi egale de Zr rocile granodioritice fiind mai bogate în Y și Yb decât granitele porfiroide. O explicație a acestei situații ar putea fi substituția Y și Yb pentru Ca în rețeaua amfibolilor (Rankama și Sahama,

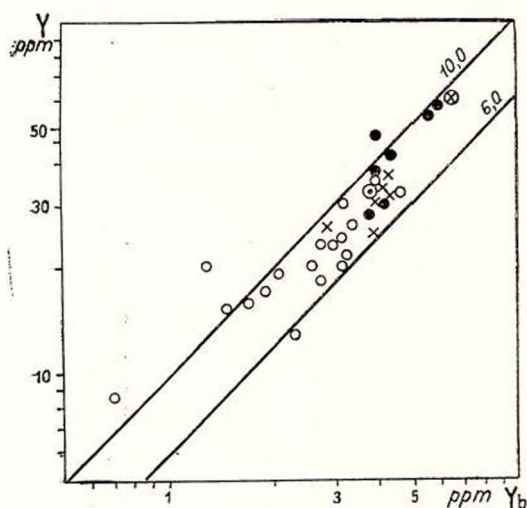
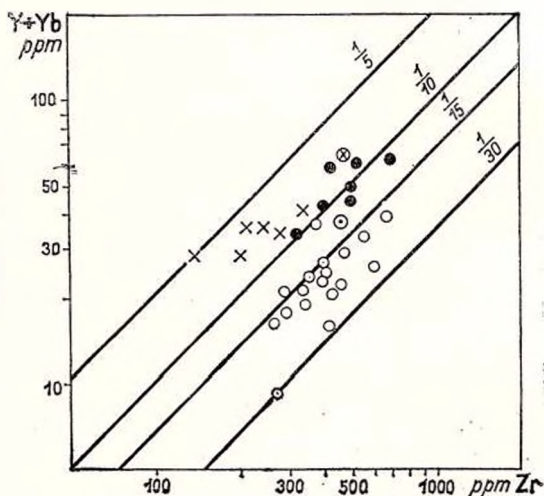


Fig. 32. — Relația Y—Yb în granitoidele de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

Y-Yb relationship in the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

Fig. 33. — Relația $(Y + Yb)$ —Zr în granitoidele de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

$(Y + Yb)$ —Zr relationship in the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.



1950). Două analize de hornblendă din masiv au indicat conținuturi de 220—430 ppm Y și 26—45 ppm Yb (tab. 6), valori cu un ordin de mărime mai ridicate decât cele ale rocilor. Faptul că dintre granitoidele de Tismana,



granodioritele conțin cantitățile cele mai mari de amfiboli, ar putea explica valorile ridicate ale Y și Yb din aceste roci.

La este prezent în toată seria de Tismana în cantități variabile și ridicate, care în general depășesc media de 43 ppm stabilită de Haskin et al., (1968) pentru roci granitoide, media conținuturilor de La pe masiv fiind dublă față de această valoare.

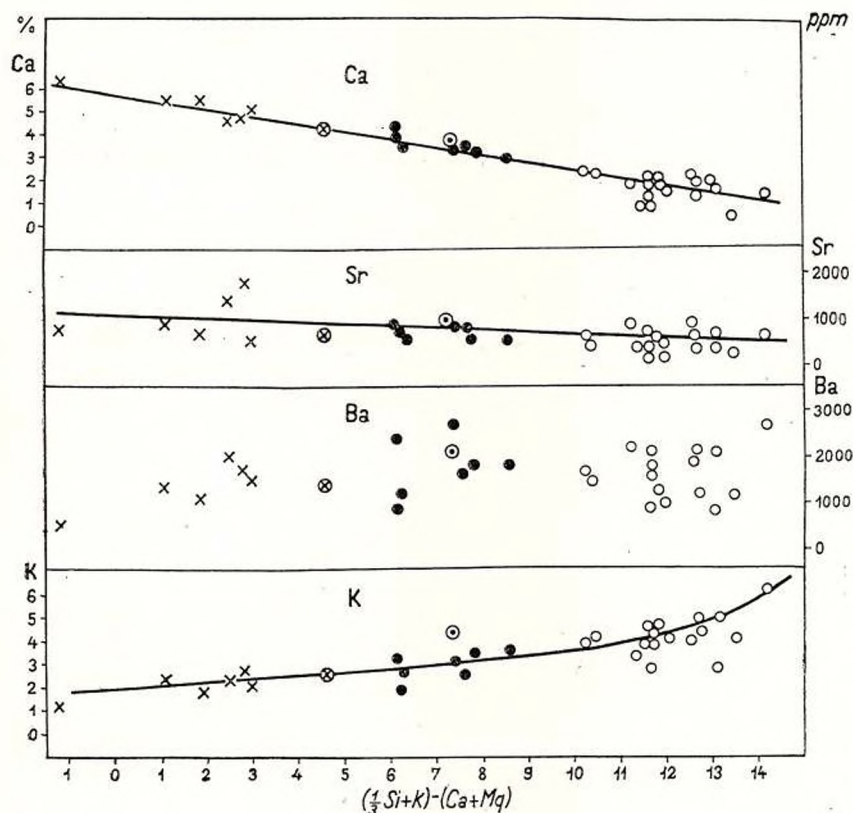


Fig. 34. — Diagrama Nockolds pentru Ca, Sr, Ba, K a granitoidelor de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

Nockolds diagram for Ca, Sr, Ba, K of the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

Conținuturile de bariu sînt în general ridicate în toată seria granitoidelor de Tismana, cea mai mare parte a rocilor analizate depășind 1000 ppm. În figura 34 se observă că punctele de proiecție sînt foarte dispersate pentru toate categoriile de roci, dar mediile celor trei grupe principale sînt apropiate, fiind de aproximativ 1500—1700 ppm. Faptul că variația în Ba nu o urmărește pe cea în K, cum se întîmplă de regulă, este

explicat prin comportarea particulară a Ba în biotitele din aceste granitoide. Astfel, din datele asupra a nouă biotite de la Tismana (tab. 4), s-a constatat că biotitele din diorite și granodiorite au conținuturi duble până la triple de Ba față de cele din granitele porfiroide. Din această cauză, deși dioritele și granodioritele au un conținut redus sau nul de feldspat potasic, Ba se menține la valori ridicate.

În figura 34 se remarcă și tendința de descreștere a conținuturilor de Sr în seria granitoidelor de Tismana, tendință asemănătoare cu cea a Ca, dar mult mai puțin accentuată. Această situație se explică prin prezența calciului atât în plagioclazi, cât și în amfiboli și clinopiroxeni, pe când Sr substituie Ca îndeosebi în rețeaua plagioclazului³⁵. Cum conținutul în anortit al plagioclazilor din granitoidele de Tismana scade relativ puțin de la diorite (An_{44-52}) la granitele porfiroide (An_{23-36}), panta redusă a descreșterii Sr este astfel ușor explicabilă.

Diagrama Ba-Sr (fig. 35) arată o corelație pozitivă strinsă în cadrul grupei granitelor porfiroide (cu raport Ba/Sr cuprins între 2,5 și 5) și o dispersie mare a proiecțiilor rocilor din celelalte două grupe.

Diagrama din figura 36 evidențiază corelația pozitivă dintre Pb și K (raportul Pb/K variază între 1/1500 și 1/5000), granitele porfiroide având cele mai ridicate valori ale acestor elemente. După R a n k a m a și S a h a m a (1950), Pb substituie K de preferință în feldspatul potasic.

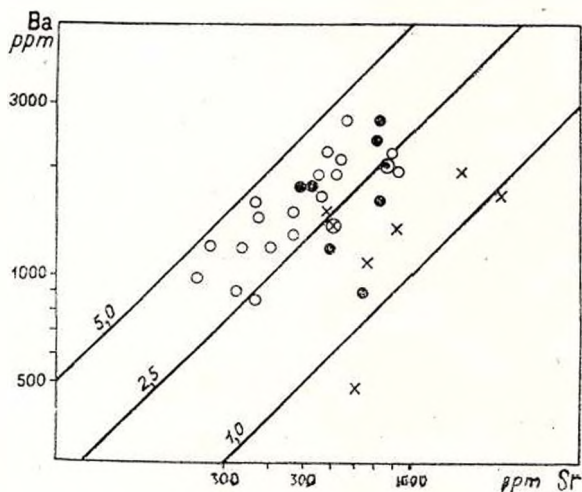


Fig. 35. — Relația Ba—Sr în granitoidele de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

Ba—Sr relationship in the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

Conținuturile de Cu scad în seria granitoidelor de Tismana de la diorite și granodiorite spre granitele porfiroide, între Cu și Fe^{2+} existînd o corelație pozitivă. Raportul Cu/Fe^{2+} (fig. 37) variază în limite mai strînse

³⁵ Cele două hornblende analizate conținînd Sr cu un ordin de mărime mai scăzut decît rocile masivului (tab. 5), rezultă că aproape întreaga cantitate de Sr din roci este fixată în rețeaua plagioclazilor.

(1/2000—1/5000) în diorite și granodiorite și în limite ceva mai largi (1/2000—1/10000) în granitele porfiroide.

Ga prezintă valori oscilante, mediile situându-se pentru granitele porfiroide, granodiorite și diorite la 19, respectiv 21 și 18 ppm.

Fig. 36. — Relația Pb—K în granitoidele de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

Pb—K relationship in the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

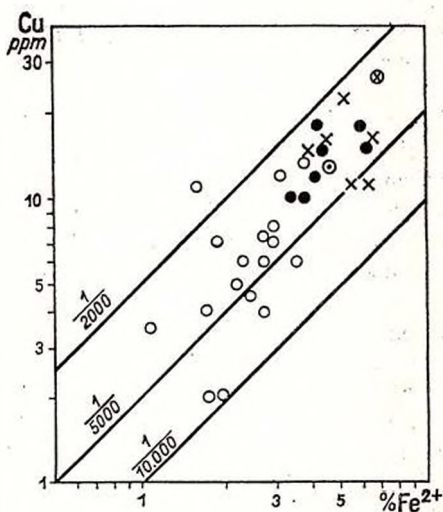
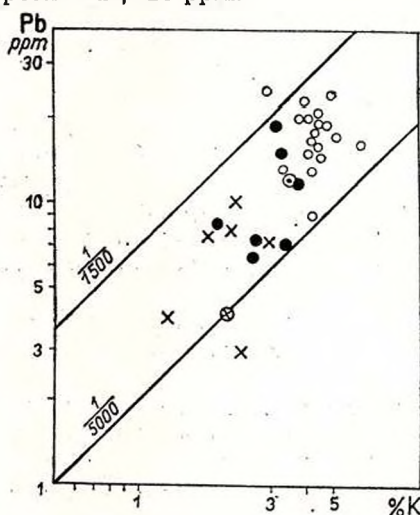


Fig. 37. — Relația Cu—Fe²⁺ în granitoidele de Tismana. Aceeași legendă ca figura 21.

Cu—Fe²⁺ relationship in the Tismana granitoids. The same legend as Figure 21.

Sn este situat în general la valori sub limita de detecție (2 ppm). Singurele valori relativ mai ridicate apar în unele diorite și granodiorite.

Be este prezent în conținuturi reduse și variabile în toate cele trei grupe de roci, valorile medii fiind situate între 1,2 și 1,7 ppm.

Din datele prezentate rezultă că granitoidele de Tismana (granite porfiroide și granitoide echigranulare) alcătuiesc o serie în care variațiile de chimism sînt progresive de la diorite, prin granodiorite, pînă la granitele porfiroide, în majoritatea diagramelor punctele de proiecție aliniindu-se pe linii mediane. Cu toate schimbările chimice importante înregistrate de la diorite la granitele porfiroide, granitoidele de Tismana au cîteva caracteristici geo-chimice ce le individualizează în provincia plutonică cadomiană (baicaliană) a Carpaților Meridionali (Savu et al., 1973; r 1975 și Constanța Udrescu, comunicare verbală, 1975): conținuturi ridicate în potasiu, titan, fosfor, bariu, niobiu, zirconiu și lantan și relativ scăzute în beriliu. Aceste particularități susțin ipoteza consangvinității granitelor porfiroide cu granitoidele echigranulare (granodiorite, tonalite, monzonite cuarțifere, monzodiorite cuarțifere, diorite cuarțifere și diorite), toate rocile ce alcătuiesc masivul de Tismana formînd o serie magmatică unică.

E. Structura masivului granitoid de Tismana și relațiile sale cu formațiunea de Lainici-Păiuș

Corp compus, masivul granitoid de Tismana este alcătuit din două tipuri petrografice intim asociate sub formă de șlire, pe care le-am separat sub denumirile de granite porfiroide și granitoide echigranulare. Relațiile dintre aceste două elemente constituente principale au fost diferit apreciate de cercetătorii ce s-au ocupat de masivul de Tismana, Ionescu-Bujor (1911 a) și Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b) considerînd că trecerile sînt gradate, în timp ce R. Dimitrescu et al. (r 1963) și Pavelescu și Dimitrescu (1966) definesc aceste limite ca tranșante.

O zonă în care aceste relații pot fi bine observate este profilul văii Tismanei, între confluența cu pîrîul Infurcit și cea cu pîrîul Poiana cu Fragi, unde pe circa 1,5 km pot fi recunoscute opt zone predominant dioritice și granodioritice, cu o lățime de la cîteva zeci de metri la ceva mai mult de o sută de metri, separate prin zone de mărime comparabilă alcătuită predominant din granite porfiroide. Între aceste tipuri, trecerile au loc în general pe cîteva metri, megacristalele de feldspat potasic distanțîndu-se întîi centimetric, apoi decimetric, concomitent cu o ușoară reducere a granulației (de la 1—8 mm pentru masa fundamentală a granitului porfiroid, la 1—3 mm pentru granodiorite) și creștere a indicelui de culoare M , prin apariția hornblendei și/sau clinopiroxenului. În afara acestor alternanțe hectometrice, sînt deosebit de frecvente, îndeosebi în zonele de trecere amintite, șlirele decimetrice sau metrice, tranzițiile neavînd cîtuși de puțin un caracter tranșant, ci amintind de trecerile gradate de la un tip petrografic la altul caracteristice banatitelor din masivul Bocșa (Russo et al., 1973).

Într-una din aceste zone granodioritice, în care pe un fond cu granulație de 1—3 mm, alcătuit din plagioclaz, cuarț, feldspat potasic, biotit și hornblendă, se individualizează rare megacristale de 2—3 cm de feldspat potasic, au fost observate și aglomerări de megacristale, cu o formă alungită, sugerînd pătrunderea soluțiilor potasice pe anumite plane, de la care ele



difuzează lateral în masa granodioritului, dînd megacrystale izolate de feldspat potasic (fig. 38). Tot în aceeași zonă apar și intercalații centimetrice sau decimetrice, asemănătoare ca compoziție mineralogică cu granodioritele (cu excepția lipsei feldspatului potasic), dar cu granulația mai fină (0,1—0,8 mm), ce cuprind de asemenea rare megacrystale de feldspat potasic (fig. 39) și au o orientare comună, paralelă cu direcția structurală regională.

Fig. 38. — Schiță de afloriment pe valea Tismanei.
1, megacrystale de feldspat potasic ; 2, granodiorit cu hornblendă și biotit ; 3, microdiorit cu hornblendă, biotit și clinopiroxen.

Sketch of outcrop on the Tismana Valley.

1, potash feldspar megacrysts ; 2, hornblende, biotite granodiorit ; 3, hornblende, biotite and clinopyroxene microdiorite.

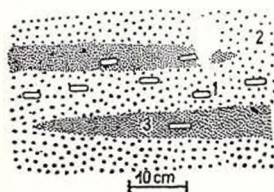
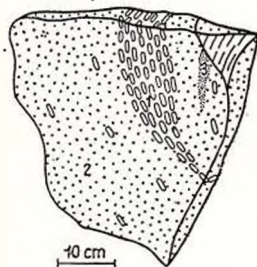


Fig. 39. — Schiță de afloriment pe valea Tismanei.
Aceași legendă ca figura 38.

Sketch of outcrop on the Tismana Valley. The same legend as Figure 38.

Asemenea alternanțe frecvente ale șlirelor de granite porfiroide și de granitoide echigranulare au fost observate în numeroase sectoare ale masivului : pe afluenții stîngi ai Motrului (valea Ursului, valea lui Pătru, valea Ciutei, valea Neguroasă, valea Runcu, valea Calului), pe valea Pocruiei, pe valea Cheii, pe afluenții Tismanei (valea Geamănului, pîrîul Păltinei, pîrîul Infurcit, pîrîul Poiana cu Fragi, pîrîul Morii, pîrîul Brăzătel etc.), pe valea Bistricioarei, pe valea Răchiteaui, pe pîrîul Frasinului etc. În toate aceste zone, tranzițiile între cele două tipuri petrografice au loc gradat, pe metri sau decimetri, iar alternanțele și recurențele sînt extrem de frecvente, astfel încît limitele trasate pe harta masivului (pl. X) sînt în cea mai mare parte arbitrare, separînd sectoare în care predomină un tip sau altul. Pornind de la abundența relativă a șlirelor de granitoide echigranulare, corpul granitoid de Tismana poate fi divizat în trei zone (fig. 40) : de nord-vest (afluenții stîngi ai Motrului, izvoarele văii Răchiteaui), în care șlirele de granitoide echigranulare sînt deosebit de abundente, atîngînd și dimensiunile cele mai mari (cîteva sute de metri grosime), astfel încît granitele porfiroide apar subordonate granitoidelor echigranulare ; zona centrală (valea Cheii, bazinul Pocruiei, bazinul Tismanei, valea Tismăniței, valea Bistricioarei, pîrîul Frasinului), în care granitele porfiroide predomină net, dar mai apar numeroase șlire de granitoide echigranulare, în general însă mai reduse, de cîteva zeci de metri grosime ; zona de sud-est (bazinul pîrîului Pîrgavului, valea Bistri-

cioarei, pîrîul Postăeții, bazinul inferior al Motrului, valea Orașului, pîrîul Bulba, bazinul lacului Zaton), lipsită de șlire de granitoide echigranulare. Din suprafața vizibilă a masivului, acestor zone le revin următoarele proporții aproximative: zona de nord-vest — 15%; zona centrală — 60%; zona de sud-est — 25%.

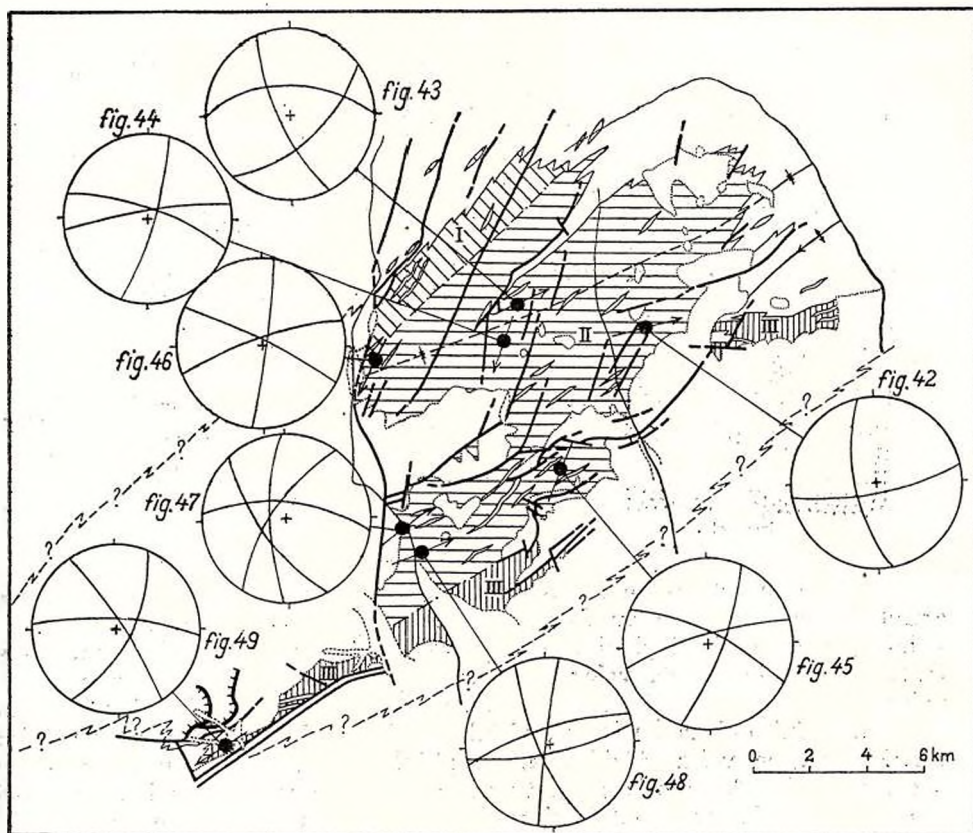


Fig. 40. — Schița structurală a masivului granitoid de Tismana.
Structural sketch of the Tismana granitoid massif.

Un alt element constituent al masivului granitoid de Tismana îl formează enclavele. După caracterele structurale și mineralogice, acestea pot fi grupate în enclave homeogene (separații melanocrate, autolite), enclave endopoligene, enclave enalogene și septe din acoperiș (roof pendants), deși în numeroase cazuri încadrarea precisă a unei anumite enclave într-o categorie este dificilă datorită convergențelor de aspect.

Enclavele homeogene reprezintă de fapt șlire centimetrice pînă la metrice de granitoide echigranulare, prinse în granitele porfiroide, ce apar cu precădere în zona centrală a masivului, în partea învecinată cu zona sud-

estică (valea Cheii, bazinul inferior al văilor Pocruiei și Tismanei, valea Tismăniței). Se caracterizează prin granulație de la 1—2 mm până la 0,3—0,5 mm, cu atât mai redusă cu cât dimensiunile enclavei sînt mai mici, structură în general echigranulară (uneori porfiroidă datorită unor rare megacristale de feldspat potasic), textură orientată și o mineralogie asemănătoare granitoidelor echigranulare (andezin \pm cuarț \pm feldspat potasic + biotit \pm hornblendă \pm clinopiroxen cu dezamestecuri de fază feromagneziană + minerale accesorii), corespunzînd unor microdiorite cuarțifere, micromonzodiorite cuarțifere sau microtonalite. Există toate trecerile, de la adevăratele șlire de granitoide echigranulare, de cîteva zeci de metri lățime, prin enclavele homeogene amintite, pînă la simplele acumulări centimetrice de biotit \pm hornblendă din grantele porfiroide. Forma acestor enclave este întotdeauna lenticulară, mai mult sau mai puțin aplatizată, iar dispoziția lor este paralelă cu cea a foliației megacristalelor de feldspat potasic din granitul porfiroid înconjurător și a foliației biotitului din enclavă.

Enclavele endopoligene sînt considerate a reprezenta roci din învelișul cristalin, puternic transformate după încorporarea lor în magma granitică, ajungînd în prezent să corespundă unor melamicrodiorite sau melamicrodiorite cuarțifere. Au o granulație întotdeauna fină (0,3—0,8 mm), chiar și atunci cînd grosimea enclavei atinge 20—30 m (valea Giula) și sînt caracterizate prin abundența deosebită a mineralelor melanocrate (îndeosebi a biotitului), în general corespunzînd enclavelor supramicacee (enclaves surmicacees) ale lui Didier (1964). Acest tip de enclave este frecvent în grantele porfiroide din bazinul inferior al Motrului (valea Calului, valea Giula, valea Vălenilor), valea Cheii, valea Sodoetului, valea Pocruiei, valea Tismanei, grosimea enclavelor variînd de la decimetri la cîteva zeci de metri. Forma enclavelor endopoligene este de asemenea lenticulară, iar asemănarea de granulație, structură și textură le face greu de deosebit în teren de enclavele homeogene, de care le-am diferențiat îndeosebi prin caracterul supramicaceu și lipsa tranzițiilor gradate către granitoidele echigranulare. În ceea ce privește rocile din care ele provin, deși paralelizările sînt greu de făcut datorită transformărilor structurale, mineralogice și, probabil, chimice suferite în procesul de asimilare, natura lor dioritică indică drept roci inițiale gnaise biotitice, eventual chiar amfibolite.

Enclavele enalogene reprezintă fragmente de șisturi cristaline asemănătoare, sau chiar identice, cu rocile formațiunii de Lainici-Păiuș din exteriorul masivului de Tismana. Atunci cînd legătura cu șisturile cristaline din acoperișul corpului nu a fost întreruptă, aceste enclave, în general hectometrice, trebuie interpretate ca septe din acoperiș (roof pendants) — pîrîul Pîrgavului, pîrîul Sohodol, valea Bistricioarei. Cum în numeroase cazuri (penele de calcare cristaline de pe afluenții stîngi ai Motrului sau din podișul Mehedinți), datorită variațiilor mici de relief pe care pot fi făcute observațiile, legătura directă cu acoperișul este doar presupusă, și cum distincția făcută între enclave enalogene și roof pendants nu se reflectă în aspectele structurale și mineralogice, șisturile cristaline neasimilate din interiorul masivului vor fi discutate împreună.



Pe afluenții stîngi ai Motrului (valea Ursului, valea lui Pătru, valea Ciutei) și pe crestele dintre aceștia, am întîlnit două septe de calcare cristaline rubanate, cu grosimi de 10—30 m și lungimi de circa 2,5 km, observabile pe o diferență de nivel de circa 200 m. Deși uneori apar și microcute, pozițiile cele mai frecvente sînt NNE—SSV/60°—70°E, paralele cu cele din cristalinul de la exteriorul masivului (aflat la circa 500 m distanță) și cu orientarea șlirilor și foliațiilor de cristale din granitoidele înconjurătoare. În constituția acestor roci intră, pe lîngă calcit, ce alcătuiește masa fundamentală, diopsid, granat, un amfibol incolor, plagioclaz decalcificat, scapolit (dipyrr), cuarț, microclin, clinozoizit (secundar), sfen.

În directă continuare a acestor septe, în baza teraselor Motrului de la Poienile de Jos, apar calcare cristaline cu calcit, diopsid, granat, flogopit, amfibol incolor, scapolit sericitizat, sfen, microclin, vizibile pe direcție circa 300 metri. Septe hectometrice asemănătoare am mai întîlnit în podișul Mehedinți: pe valea Orașului (calcit + diopsid + granat + vezuvian + microclin + cuarț + sfen), pe valea Trandafirilor (calcit + diopsid + granat + vezuvian + scapolit sericitizat + plagioclaz An₃₇ + microclin) și la lacul Zaton (calcit + diopsid + flogopit + plagioclaz decalcificat + microclin + sfen). La izvoarele văii Pocruia, în granitul de Tismana apare o intercalație metrică, rubanată, alcătuită din benzi de diopsid + granat + calcit + sfen + cuarț și benzi de plagioclaz + clinozoizit (secundar pe granat) + cuarț.

O altă categorie de enclave enalogene este dată de enclavele de gnaise biotitice, asemănătoare cu cele din exteriorul masivului. Astfel de enclave au fost observate pe Valea Mare, pe valea Runcu și pe valea Tismăniței, unde au și frecvența cea mai mare. Aici ele sînt decimetrice la metrice, au granulație fină (0,3—0,8 mm), textură orientată și sînt alcătuite din andezin + cuarț ± feldspat potasic + biotit ± hornblendă; frecvent în aceste enclave se observă fenoblaste de plagioclaz An₃₂ (pînă la 1 cm mărime) sau de feldspat potasic centimetric. În zona de la Topești (pîraiele Pîrgavului, Sohodol, Bistricioara), în granitele porfiroide în facies de Topești apar septe metrice la hectometrice de șisturi cristaline, al căror aspect cartografic indică clar faptul că ele reprezintă resturi ale acoperișului, constituind roof pendants-uri. Ele sînt date de gnaise biotitice, cuarțite biotitice, cuarțite feldspatice sau gnaise micacee cu grafit, alcătuite din plagioclaz, feldspat potasic, cuarț, granat, biotit, muscovit, grafit și sillimanit.

Această prezentare, sub forma unor grupe de enclave homeogene, endopoligene, enalogene și roof pendants, trebuie însă completată cu următoarea remarcă: dacă între termenii mai îndepărtați ai clasificării adoptate nu pot fi făcute confuzii, o enclavă homeogenă fiind net deosebită de una enalogenă etc., între grupe vecine există multe asemănări, ceea ce creează de multe ori dificultăți în precizarea naturii enclavelor. Această situație este ușor explicabilă pentru succesiunea roof pendant — enclavă enalogenă — enclavă endopoligenă, acești termeni reprezentînd doar diferite etape ale evoluției șisturilor cristaline înglobate în masiv, diversele enclave concretizînd momente ale acestei evoluții, dar este mai greu de interpretat în cazul convergențelor de aspecte dintre enclavele homeogene și cele endopoligene.



Revenind la zonarea făcută în masivul Tismana (fig. 40), se poate face următoarea constatare : enclavele homeogene sînt întîlnite în zona centrală (II), îndeosebi în partea ei de S—E, iar enclavele endopoligene apar cu precădere în zona centrală (II), dar și în zona de nord-vest (I) ; enclavele enalogene și septele din acoperiș caracterizează zonele marginale, de sud-est (III) și, în mai mică măsură, de nord-vest (I), lipsind din zona centrală (II).

Pe lângă acțiunea avută asupra șisturilor cristaline enclavate în masiv, granitoidele de Tismana au afectat și masa de roci din exteriorul corpului. De departe cel mai important, efectul termic este evidențiat de apariția sillimanitului în rocile metapelitice. Acest mineral a fost identificat după caracteristicile optice (habitus prismatic pînă la acicular, clivaj perfect după (010), extincție dreaptă, alungire pozitivă, $+2V = 26^\circ$) numai în cîteva puncte — valea Bistricioarei, pîrîul Pîrgavului, valea Scărișoarei, pîrîul Păltinei, un afluent stîng al văii Dobrota —, dar a putut fi recunoscut după habitus și mod de alterare (baghete alungite muscovitizate) în numeroase secțiuni de gnaise micacee cu grafit din regiunea de la nord-vestul masivului (plaiul Păltinei, dealul Micota, bazinele văilor Dobrota și Capra), pînă la falia Vîrful lui Stan — Curmătura Oltețului. În aceleași roci, plaje lobate pinitizate reprezintă probabil cordierit pseudomorfozat, iar o intercalație micacee de pe pîrîul Frumosul conține corindon (în cristale de circa 0,5—1 mm) și andaluzit ($-2V = 84^\circ$).

Extinderea zonei cu sillimanit, prin trasarea izogradului acestui mineral, este însă greu de precizat, deoarece în NV sillimanitul a fost identificat pînă la falia ce limitează extinderea în această direcție a formațiunii de Lainici-Păiuș (la 3—4 km distanță de limita vizibilă a masivului), spre nord intercalațiile metapelitice lipsesc, iar spre est sillimanitul a fost identificat numai în septele de cristalîn prinse în masiv (de pe pîrîul Pîrgavului și valea Bistricioarei) și într-o intercalație de șisturi grafitoase de pe valea Bistriței (700 m amonte de confluența cu pîrîul Sălciiilor), la circa 1 km de marginea masivului. Pe aceste considerente, se poate aprecia că în jurul masivului granitoid de Tismana se dezvoltă o zonă cu sillimanit largă de cel puțin 3—4 km, dincolo de care șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș sînt metamorfozate în condițiile subfaciesului andaluzit-cordierit-muscovit.

Aspectul rocilor din zona cu sillimanit, chiar și din imediata vecinătate a masivului granitoid, este identic cu cel al rocilor din exteriorul acestei zone, astfel încît nu se poate vorbi de corneene propriu-zise. După cum s-a amintit la capitolul consacrat formațiunii de Lainici-Păiuș, șisturile cristaline au o foliație puțin marcată, avînd un caracter cuarțo-feldspatic. În rocile mai bogate în biotit, dispoziția paralelă a cristalelor acestui mineral determină însă apariția unei foliații, cu atît mai clară cu cît procentul de mică crește ; în alte roci (gnaise și cuarțite biotitice, calcare cristaline etc.) este evidentă o rubauare milimetrică la metrică, datorată variațiilor de compoziție ale depozitului inițial.

Pe lângă efectul termic, masivul Tismana a avut și un redus efect de migmatizare a învelișului cristalîn, dar în general contactele pot fi bine



urmărite, datorită caracterului lor tranșant. În zona de sud-est (Topești), se constată însă o intimă asociere a granitelor porfiroide în facies de Topești cu șisturile cristaline, atât în interiorul masivului (roof pendants), cât și în exterior, unde apar o serie de apofize metrice de granite, ce odată cu depărtarea de masiv își pierd caracterul porfiroid, devenind astfel greu de deosebit de filoanele feldspatice atribuite migmatitelor arteritice.

O mai bună cunoaștere a caracterelor structurale ale masivului granitoid de Tismana rezultă din studiul foliațiilor și fisurilor măsurate în acest corp și din compararea lor cu structura cristalinului înconjurător.

În masivul de Tismana am măsurat trei tipuri de poziții: poziția megacristalelor tabulare de feldspat potasic din granitele porfiroide cu textura orientată, poziția enclavelor decimetrice sau metrice (homeogene, endopoligene sau enalogene) și poziții (foliații de stratificație) în cadrul septelor mai mari (enclave enalogene sau roof pendants). În aflorimentele favorabile am remarcat, ca și R. Dimitrescu et al. (r 1963), coincidența dintre pozițiile de megacristale și cele de enclave, iar din cartare a reieșit și paralelismul dintre cele trei tipuri de poziții și dezvoltarea spațială a șirelor de granitoide echigranulare pe fondul de granite porfiroide, sau a septelor din acoperiș (roof pendants). Mai mult, într-un anumit sector, foliația de megacristale de feldspat potasic din granite porfiroide, foliația de biotit din granitoidele echigranulare sau din enclave, poziția enclavelor și poziția limitei dintre granitele porfiroide și granitoidele echigranulare, sau dintre granitoidele de Tismana și roof pendants, sînt toate subparalele între ele, evidențiind unitatea structurală a acestor elemente. Cu extrem de rare excepții, aceste poziții sînt dispuse aproximativ NE—SV (de la E—V pînă la N—S), paralel cu alungirea masivului și cu direcțiile structurale puse în evidență în formațiunea de Lainici-Păiuș din estul corpului granitic (Berza, 1972). Sensul înclinărilor acestora este însă variabil, fie S—E, fie N—V, astfel încît proiecția lor indică apariția a două maxime simetrice, corespunzînd pozițiilor ENE—VSV/60° N, respectiv ENE—VSV/60° S (fig. 41).

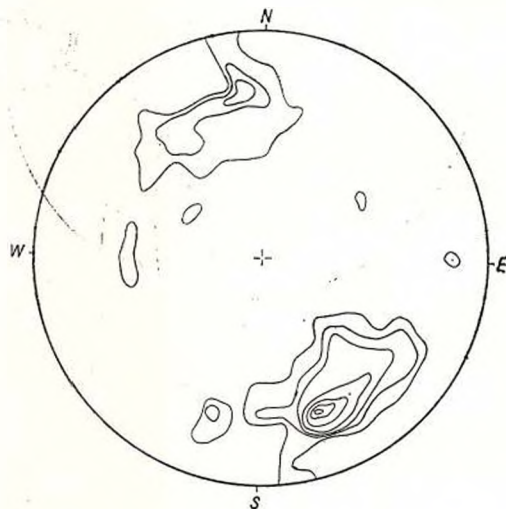
Pozițiile măsurate în masivul granitoid de Tismana se corelează perfect cu cele ale cristalinului înconjurător. Astfel, în regiunea Topești ele au în general direcția E—V, în timp ce spre vest ele se dispun NE—SV, paralel cu curbura spre sud a Carpaților Meridionali, linia ce unește localitățile Baia de Aramă și Caransebeș reprezentînd de fapt chiar axul de simetrie al acestei curburi. Această variație regională a pozițiilor în cadrul masivului explică forma alungită a zonelor de maxim și dispunerea lor pe centuri, cea a căderilor nord-vestice fiind cea mai evidentă. Sensul căderilor fiind fie NV, fie SE, am putut trasa în cadrul masivului granitoid axe „anticlinale” și „sinclinale”, situate în directă prelungire a axelor anticlinalelor și sinclinalelor din formațiunea de Lainici-Păiuș de la est de masivul granitoid. Într-o zonă centrală a masivului (între valea Tismanei și valei Pocruiei, la sud de virful Cioclovina), Viorica Iancu (r 1972) remarcă de asemenea sensul diferit al căderilor, trasînd cîteva axe de anticlinale și sinclinale, ce apar ca cute de ordin inferior celor figurate pe planșa X.



Pentru studiul fisurilor, dispunem de opt diagrame de sector, construite pe baza fisurilor măsurate pe valea Tismăniței (fig. 42), valea Pocruiei (fig. 43, 44, 45), valea Motrului și afluenții ei stîngi (fig. 46, 47, 48) și la lacul Zaton (fig. 49).

Ținînd seama de forma masivului și de direcțiile structurale puse în evidență prin măsurătorile de foliații, maximele ce apar în aceste diagrame

Fig. 41. — Diagrama pozițiilor măsurate în masivul Tismana. 112 măsurători; contururi la 1,6—3,2—4,8—6,4—8,0—9,6—11,2‰; emisfera inferioară. Diagram of the foliations measured in the Tismana massif. 112 measurements; outlines at 1.6—3.2—4.8—6.4—8.0—9.6—11.2 per cent; lower hemisphere.



TABELUL 13

Poziția principalelor maxime în diagramele de fisuri ale masivului de Tismana

Localizarea	Fisuri direcționale <i>bc</i>	Fisuri transversale <i>ac</i>	Fisuri diagonale	
			E—V	N—S
Tismănița	N70°E/75°S	N10°V/70°S		
Pocruia 1	N50°E/70°S	N30°V/70°S	E—V/50°N	
Pocruia 2	N20°E/75°S	N60°V/70°N	N80°E/80°N	
Pocruia 3	N30°E/70°S	N60°V/70°N	N70°E/75°N	
Motru 1	N10°E/78°S	N60°V/80°N	N70°E/78°N	
Motru 2	N30°E/68°N	N32°V/60°S	N86°V/60°N	N—S/75°V
Motru 3	N78°E/78°S	N22°V/80°S	N70°E/65°N	N10°E/90°
Zaton	N32°E/72°S	N30°V/80°N	N86°V/76°N	N—S/62°V

au fost considerate ca reprezentînd fisuri direcționale *bc*, transversale *ac* și diagonale, a căror poziție în spațiu este redată în tabelul 13.

Această interpretare a maximelor de pe diagramele de fisuri ale masivului granitoid de Tismana indică amplasarea preferențială pe o direcție NE—SV a fisurilor direcționale *bc*, local cu abateri destul de importante

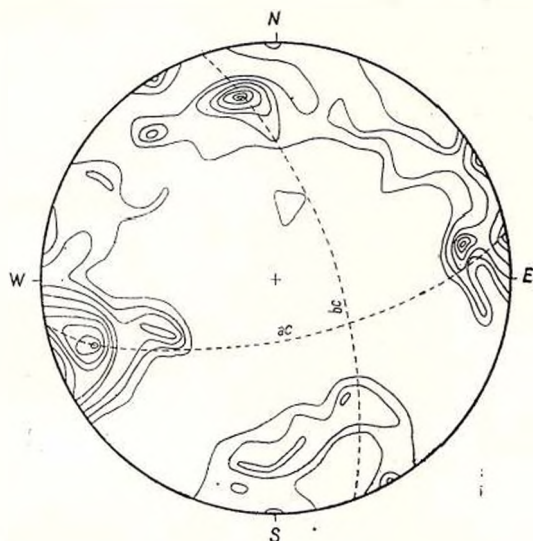


Fig. 42. — Diagramă de fisuri pe valea Tismăniței. 100 măsurători ; contururi la 1—2—3—4—5—6—7—8—9‰ ; emisfera inferioară.

Diagram of joints on the Tismănița Valley. 100 measurements ; outlines at 1—2—3—4—5—6—7—8—9 per cent ; lower hemisphere.

Fig. 43. — Diagramă de fisuri la obârșia văii Pocruiei. 100 măsurători ; contururi la 1—2—3—4—5—6—7—8‰ ; emisfera inferioară.

Diagram of joints at the origin of the Pocruiei Valley. 100 measurements ; outlines at 1—2—3—4—5—6—7—8 per cent ; lower hemisphere.

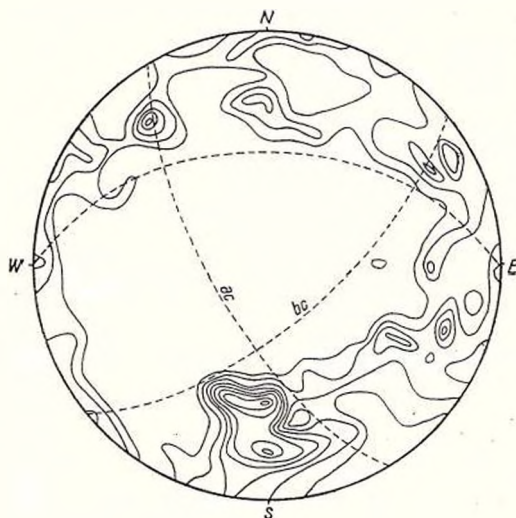


Fig. 44. — Diagramă de fisuri pe valea Pocruiei, la confluența cu piriul Fintinii. 100 măsurători; contururi la 1—2—3—4—5—6—7—8—9—10‰; emisfera inferioară.

Diagram of joints on the Pocruiei Valley, at the confluence with the Fintinii Brook. 100 measurements; outlines at 1—2—3—4—5—6—7—8—9—10 per cent; lower hemisphere.

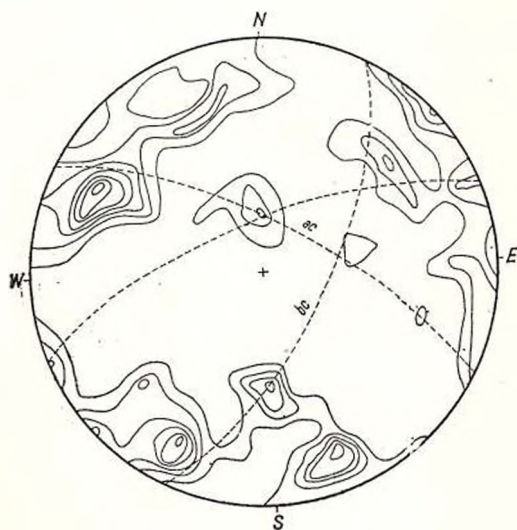
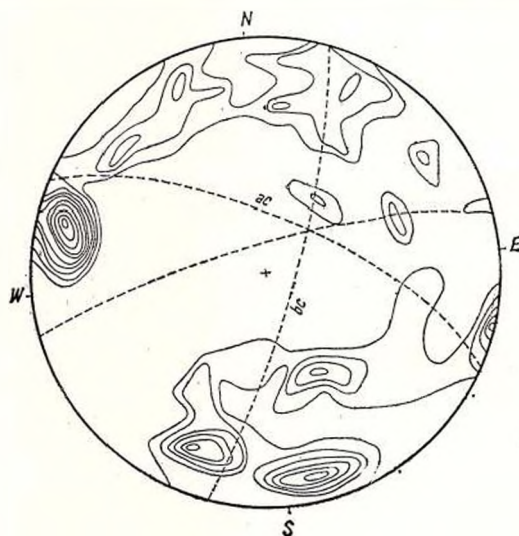


Fig. 45. — Diagramă de fisuri pe valea Pocruiei, la confluența cu piriul Ruschiiu. 100 măsurători; contururi la 1—2—3—4—5—6—7‰; emisfera inferioară.

Diagram of joints on the Pocruiei Valley, at the confluence with the Ruschiiu Brook. 100 measurements; outlines at 1—2—3—4—5—6—7 per cent; lower hemisphere.

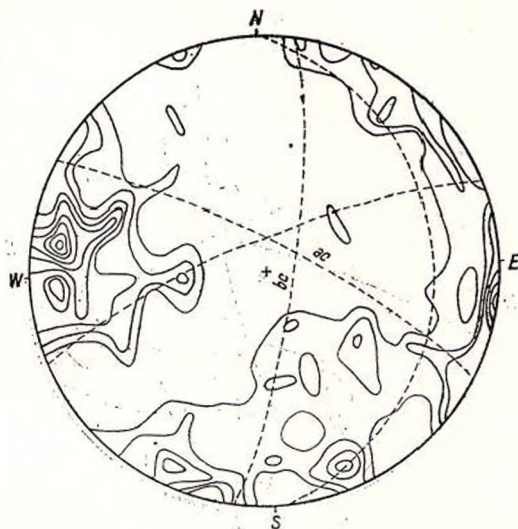


Fig. 46. — Diagramă de fisuri pe valea Runcului, la 1 km amonte de confluența cu Motrul. 100 măsurători; contururi la 1—2—3—4—5—6—7—8—9%; emisfera inferioară.

Diagram of joints on the Runcului Valley, 1 km upstream the confluence with the Motru. 100 measurements; outlines at 1—2—3—4—5—6—7—8—9 per cent; lower hemisphere.

Fig. 47. — Diagramă de fisuri pe valea Motrului, la podul din Orzești. 100 măsurători; contururi la 1—2—3—4—5%; emisfera inferioară.

Diagram of joints on the Motrului Valley, at the bridge in Orzești. 100 measurements; outlines at 1—2—3—4—5 per cent; lower hemisphere.

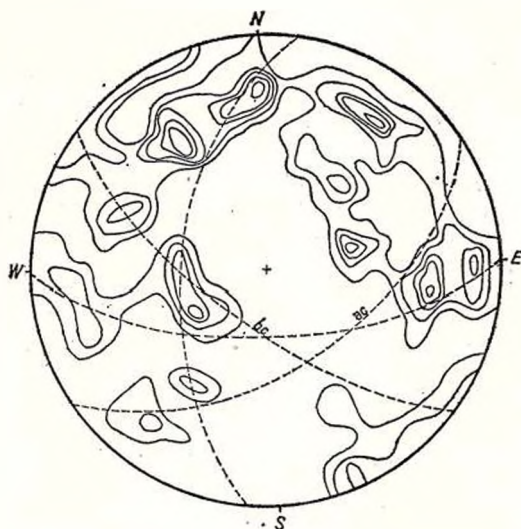


Fig. 48. — Diagramă de fisuri pe valea Motrului, la confluența cu valea Giula ; 100 măsurători ; contururi la 1—2—3—4—5‰ ; emisfera inferioară.

Diagram of joints on the Motrului Valley, at the confluence with the Giula Valley ; 100 measurements ; outlines at 1—2—3—4—5 per cent ; lower hemisphere.

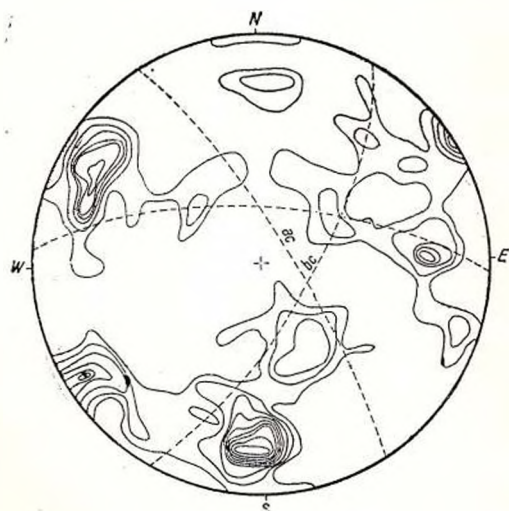
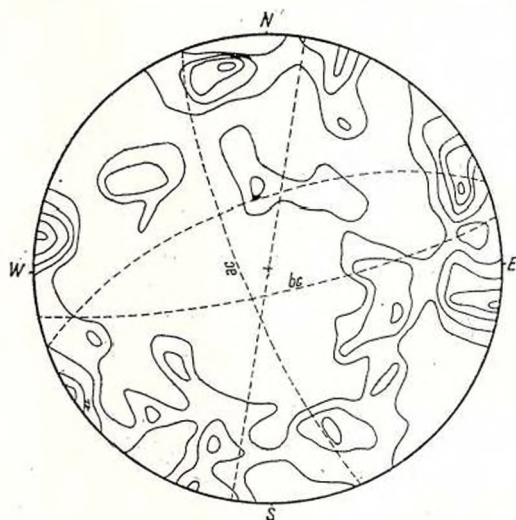


Fig. 49. — Diagramă de fisuri la lacul Zaton. 100 măsurători ; contururi la 1—2—3—4—5—6—7—8—9‰ ; emisfera inferioară.

Diagram of joints at the Lake Zaton. 100 measurements ; outlines at 1—2—3—4—5—6—7—8—9 per cent ; lower hemisphere.

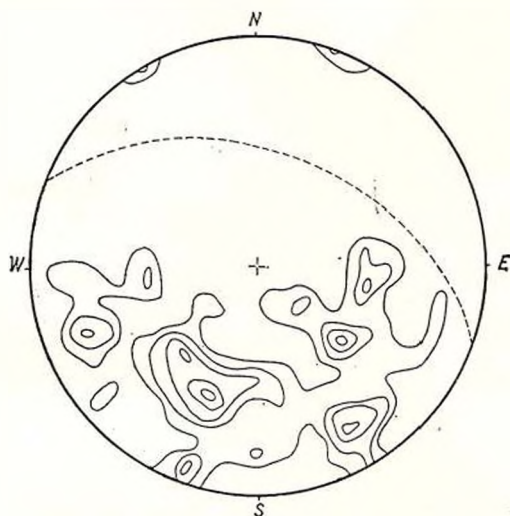
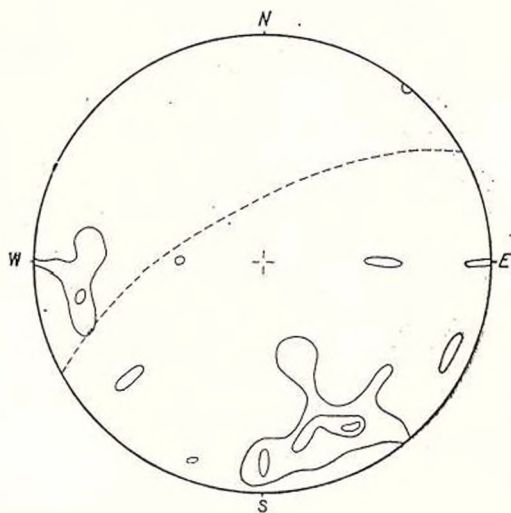


Fig. 50. — Diagrama pentru 66 de filoane de granitoide aplitice din masivul Tismana. Contururi la 0,7—1,3—2,0—2,7—3,3‰; emisfera inferioară.

Diagram for 66 dykes of aplitic granitoids of the Tismana massif. Outlines at 0.7—1.3—2.0—2.7—3.3 per cent; lower hemisphere.

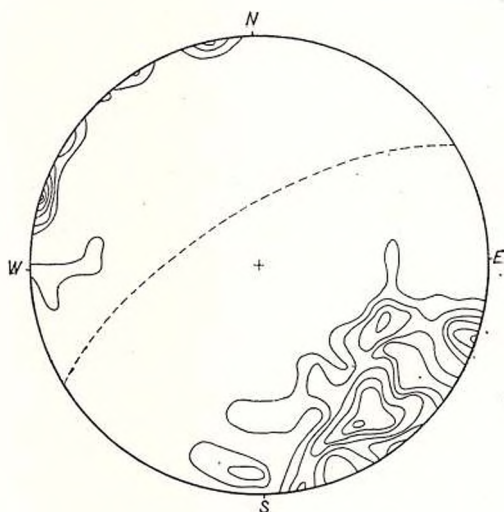
Fig. 51. — Diagrama pentru 38 de filoane de microgranite porfirice, microgranodiorite porfirice, microdiorite porfirice și spessartite ce intersectează masivul granitoid de Tismana. Contururi 0,4—0,8—1,2‰; emisfera inferioară.
Diagram for 38 dykes of porphyry microgranites, porphyry microgranodiorites, porphyry microdiorites and spessartite cross cutting the Tismana granitoid massif. Outlines at 0.4—0.8—1.2 per cent; lower hemisphere.



către direcțiile N—S și E—V, căderea fiind în general sudică, concomitent cu dezvoltarea unui set cvasiperpendicular de fisuri transversale *ac*, orientate aproximativ NV—SE, dar cu înclinări variabile, în patru cazuri spre nord și în patru cazuri spre sud. Un alt maxim, deseori deosebit de important, este dat de fisuri diagonale dispuse aproximativ E—V, cu cădere nordică,

Fig. 52. — Diagrama pentru 73 de filoane de microgranite porfirice, microgranodiorite porfirice, microdiorite porfirice și spessartite din vecinătatea faliei Virful lui Stan — Curmătura Oltețului. Contururi la 0,7—1,5—2,2—3,0—3,7—4,5%; emisfera inferioară.

Diagram for 73 dykes of porphyry microgranites, porphyry microgranodiorites, porphyry microdiorites and spessartites in the vicinity of the Virful lui Stan — Curmătura Oltețului fault. Outlines at 0.7—1.5—2.2—3.0—3.7—4.5 per cent; lower hemisphere.



în timp ce fisurile diagonale N—S, cu cădere vestică apar mai rar și dau maxime mai slabe.

Pozițiile filoanelor ce intersectează masivul granitoid de Tismana sînt redată în figurile 50 (construită pe baza a 66 de filoane de granitoide aplitice) și 51, ce utilizează 38 de filoane porfirice și spessartite; figura 52 reprezintă diagrama pentru 73 de filoane asemănătoare cu cele din figura 51, localizate în exteriorul masivului, în vecinătatea faliei Virful lui Stan — Curmătura Oltețului. Din aceste trei figuri rezultă dispoziția după fisurile *ac* cu cădere nordică ($N68^{\circ}V/50^{\circ}N$) a granitoidelor aplitice și orientarea identică ($N60^{\circ}E/70^{\circ}N$) a microgranitelor porfirice, microgranitoidelor porfirice, microdioritelor porfirice și lamprofirelor din interiorul și exteriorul masivului de Tismana.

Pe baza acestor remarci considerăm că : a) axul masivului Tismana, dispus NE—SV, ce înclină în unele sectoare spre N—E și în altele spre S—V (fig. 42—49), are totuși o tendință predominantă de afundare spre S—V, fisurile *ac* cu cădere nordică fiind cele deschise ; b) microgranitoidele porfirice și lamprofirele din interiorul masivului de Tismana aparțin provinciei filoniene presiluriene (Berza și Seghedi, 1975 b), fiind dispuse paralel cu falia Virful lui Stan — Curmătura Oltețului și cu dyke-urile din zona acesteia, pe un plan ce nu apare în diagramele fisurilor primare din granitoidele de Tismana, fisuri generate în momentul consolidării plutonului.

F. Vîrsta masivului granitoid de Tismana

Momentul punerii în loc a granitoidelor de Tismana a reprezentat și constituie încă o problemă viu discutată a geologiei Carpaților Meridionali. Astfel, după Mrazec (1904), Ionescu-Bujor (1911 a) și Manolescu (1937 a), granitele din munții Vilcan și Paring au o vîrstă paleozoică superioară, probabil carboniferă, Manolescu (1937 b) sugerînd însă o vîrstă mai nouă a granitului de Tismana în raport cu cel de Sușița. Pavelescu (1963) și Codarcea și Pavelescu (1963) dau granitelor din autohtonul danubian o vîrstă paleozoică inferioară, în timp ce Răileanu et al. (1967) consideră granitele porfiroide de Tismana mai noi decît depozitele atribuite Permianului. Discutînd vîrsta masivului de Tismana — pe baza datelor de vîrstă model K/Ar oferite de Maria Lemne et al. (r 1966) și M. Soroiu (în Lemne et al., r. 1966) — Dessila-Codarcea și Savu (1967) atribuie acest pluton ciclului caledonian, eventual baicalian, considerînd că valorile mai scăzute obținute pe feldspații potasici se datoresc efectelor ciclului hercinic. Bazat îndeosebi pe relațiile cu cristalinul înconjurător și pe date de microtectonică, Savu (1970, 1972) conferă ciclului baicalian toate granitoidele sin și tardeorogene din estul munților Vilcan și munții Paring, iar Giușcă et al. (1969) descriu de asemenea granitul de Sușița ca baicalian, dar menționează posibilitatea ca granitul de Tismana să aparțină ciclului hercinic. Interpretînd datele de vîrstă model K/Ar, Silvia Minzatu (în Maria Lemne et al., r 1966) și Dimitrescu (în Soroiu et al., 1972) consideră biotitul din granitele porfiroide de Tismana de vîrstă cambriană, acest mineral fiind un relict al granitoidelor echigranulare (de Sușița, după Pavelescu și Dimitrescu, 1966; de Tismana, după Berza, 1972), în timp ce feldspatul potasic ar fi mai nou, fiind datorat unei metasomatoze potasice hercinice; Dimitrescu (în Soroiu et al., 1972) menționează însă și posibilitatea ca aceste deosebiri de vîrstă să fie datorate faptului că feldspatul potasic pierde mai ușor argonul radiogen decît biotitul, astfel încît diferența amintită poate fi numai aparentă.

Discuția vîrstei masivului granitoid de Tismana va fi făcută pe baza a trei elemente: determinările de vîrstă model K/Ar, relațiile plutonului cu formațiunile cristalofiliene și sedimentare cu care el se învecinează și corelările regionale.

Determinările de vîrstă model K/Ar făcute pe probe din masivul Tismana sînt relativ numeroase (tab. 14), cele 18 analize reținute³⁶ plasînd plutonul, din acest punct de vedere, pe primul loc în România. Circumstanță și mai favorabilă, ele au fost efectuate, în proporții egale, în două laboratoare ce au utilizat metode diferite pentru dozarea argonului radiogen: analiza volumetrică la Institutul de geologie și geofizică și activarea neutronică la Institutul de fizică atomică. Cu toate acestea, cele două grupuri de analize

³⁶ Analizele 1, 2, 2, 4, 5, 6, 7, și 18, preluate după Minzatu et al. (1975), au fost executate în Institutul de geologie și geofizică, între 1966 și 1970. Corecții recente de aparatură și constante de calcul au dus încă la ușoare reduceri ale cifrelor prezentate în rapoartele anuale ale I.G.G., cifre pe care le-am citat anterior (Berza, 1972). Analiza nr. 7 (pusă la dispoziție de Silvia Minzatu, căreia îi mulțumim pe această cale),



sînt perfect corelabile, indicînd pentru probe de același tip vîrste apropiate.

Simpla inspecție a datelor din tabelul 14 arată gruparea vîrstelor model K/Ar în două categorii, de 200 mil. ani și 500 mil. ani, atît pentru determinările efectuate pe granite porfiroide, cît și pentru cele de granitoide echigranulare, vîrstele mari apărînd la analizele de biotite, în timp ce vîrstele mici sînt caracteristice, cu o singură excepție, pentru analizele de feldspați potasici.

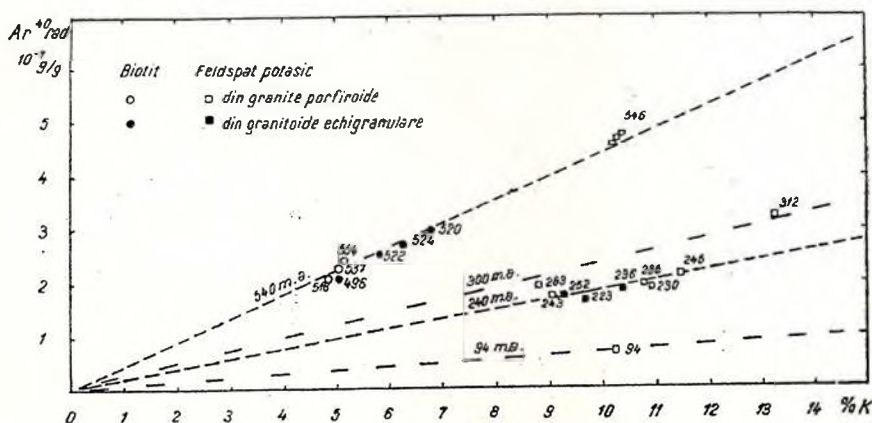


Fig. 53. — Diagrama izocronelor K/Ar ale granitoidelor de Tismana.

Diagram of the K/Ar isochrones of the Tismana granitoids.

Pornind de la concentrațiile de K (‰) și Ar^{40} , exprimate în unități 10^{-7} g/g (valorile prezentate de autori în unități 10^{-9} moli/g au fost

ce indică o vârstă de 94 milioane de ani, a fost luată în considerație numai pentru a evidenția efectele alpine, deoarece aparatura pe care a fost executată nu mai oferă o precizie suficientă la valori sub 150 mil. ani. Analizele 9, 10 și 13 se bazează pe determinările de argon 40 radiogen efectuate la I.F.A. de Mihai Soroșiu. Ele apar în raportul prezentat de Maria Lemne et al. (r 1966) și sînt citate de Soroșiu et al. (1972), ce menționează faptul că au fost executate pe roci recoltate de pe valea Pocruiei. Această precizare a analistului este deosebit de importantă, deoarece în textul raportului (Maria Lemne et al., r. 1966) analizele 10 și 13 sînt localizate pe valea Pocruiei, iar analiza 9 este ignorată, în timp ce în tabelul 5 al aceluiași raport, la rubrica proveniență, apar următoarele indicații: 10 — valea Pocruia, Carpații Meridionali; 9 — Sușița; 13 — masivul Viezuroiu, Carpații Meridionali.

Tot de pe valea Pocruiei, Soroșiu et al. (1972) prezintă șase determinări de vîrstă model K/Ar, ce corespund perfect ca natură a probelor (doi feldspați potasici din granite porfiroide, două biotite din granite porfiroide și două biotite din granitele echigranulare) cu analizele 52, 56, 53, 54, 55 și 57 (11, 12, 14, 15, 16, 17 în tabelul 13) deja publicate de Soroșiu et al. (1970). Cum pentru patru dintre ele și valorile vîrstelor model K/Ar sînt identice, am considerat că pentru ultimele două (55 și 53) diferențele (de 13, respectiv 70 mil. ani) ce apar între cele două publicații nu indică analize noi, fiind erori.



TABELUL 14
Determinări de vîrstă model K/Ar pe minerale din masivul Tismana

Nr. crt.	Localizarea	Roca	Mineralul analizat	Metoda folosită	Ar ⁴⁰		K, %	Vîrsta (mil. ani)	Autorii
					10 ⁻⁷ g/g	10 ⁻⁹ mol/g			
1	V. Bistricioarei	Granit porfiroid	FK	Anal. vol.	3,22		13,30	312	Minzatu et al. (1975)
2	Pîrîul Cîreşul	Granit porfiroid	FK	Anal. vol.	4,67		10,35	546	Minzatu et al. (1975)
3	Valea Tismanei	Granit porfiroid	FK	Anal. vol.	2,14		11,47	245	Minzatu et al. (1975)
4	Valea Tismanei	Granit porfiroid	FK	Anal. vol.	1,90		10,94	230	Minzatu et al. (1975)
5	Valea Tismanei	Granitoid echigr.	FK	Anal. vol.	1,77		9,30	232	Minzatu et al. (1975)
6	Valea Tismanei	Granitoid echigr.	FK	Anal. vol.	1,64		9,73	223	Minzatu et al. (1975)
7	Pîrîul Crişanul	Granit porfiroid	FK	Anal. vol.	0,716		10,24	94	Minzatu (com. verb. 1974)
8	Valea Pocruiei	Granitoid echigr.	FK	Anal. vol.	1,87		10,46	236	Minzatu et al. (1975)
9	Valea Pocruiei	Granitoid echigr.	Bi	Act. neutr.	2,91		6,79	520	Lemne et al. (r. 1966)
10	Valea Pocruiei	Granitoid echigr.	Bi	Act. neutr.	2,71		6,30	524	Lemne et al. (r. 1966)
11	Valea Pocruiei	Granitoid echigr.	Bi	Act. neutr.	2,04	5,10	5,03	496±15	Soroiu et al. (1970)
12	Valea Pocruiei	Granitoid echigr.	Bi	Act. neutr.	2,48	6,20	5,79	522±16	Soroiu et al. (1970)
13	Valea Pocruiei	Granit porfiroid	Bi	Act. neutr.	2,07		4,86	518	Lemne et al. (r. 1966)
14	Valea Pocruiei	Granit porfiroid	Bi	Act. neutr.	2,37	5,93	5,15	554±20	Soroiu et al. (1970)
15	Valea Pocruiei	Granit porfiroid	Bi	Act. neutr.	2,24	5,60	5,04	537±20	Soroiu et al. (1970)
16	Valea Pocruiei	Granit porfiroid	FK	Act. neutr.	1,92	4,80	8,83	283±9	Soroiu et al. (1970)
17	Valea Pocruiei	Granit porfiroid	FK	Act. neutr.	1,72	4,30	9,08	249±7	Soroiu et al. (1970)
18	Valea Motrului	Granit porfiroid	FK	Anal. vol.	1,93		10,84	235	Minzatu et al. (1975)

convertite în unități 10^{-7} g/g), am construit figura 53, în care orice dreaptă ce trece prin origine, materializînd un anumit raport K/Ar, este o linie izocronă, grupînd probele cu aceeași vîrstă, indiferent de valorile concrete ale K și Ar^{40} . Proiectînd diferențiat analizele de biotite și feldspați potasici, separați din granite porfiroide sau din granitoide echigranulare, se constată : a) gruparea în imediata vecinătate a unei izocrone de 540 mil. ani a tuturor analizelor de biotite, indiferent de tipul petrografic din care acestea provin, și a unei analize de feldspat potasic (analiza nr. 2, efectuată în triplu, cu rezultate extrem de apropiate, diferențele fiind de ordinul milionului de ani) ; b) gruparea pe sau lîngă o izocronă de 240 mil. ani a majorității determinărilor efectuate pe feldspați potasici, separați atît din granite porfiroide cît și din granitoide echigranulare ; c) prezența a încă două izocrone mai slab conturate, de 300 mil. ani (două analize) și 94 mil. ani (o analiză).

Pentru interpretarea acestei diagrame trebuie avute în vedere următoarele elemente : a) vîrsta model K/Ar obținută din analiză reprezintă timpul scurs de la răcirea rocii la temperaturi sub circa $300^{\circ}C$, valoare la care practic încetează difuzia spontană a Ar^{40} radiogen din sistem (Vidal, 1974), între acest moment și cel al genezei rocii existînd un interval de timp greu de apreciat cu exactitate, dar probabil considerabil (în acest caz de ordinul zecilor de milioane de ani), ținînd cont de faptul că un mare volum de magmă, cu o temperatură relativ ridicată, s-a consolidat la mare adîncime, într-un mediu ce poseda deja o temperatură de peste $500^{\circ}C$; b) orice eveniment termic sau/și dinamic ulterior poate duce la o pierdere de Ar^{40} radiogen, mai puternică pentru feldspații potasici decît pentru biotite, ce are ca efect o întinerire a vîrstei model K/Ar, întinerire ce poate fi parțială sau totală, în acest caz vîrsta obținută dăind chiar evenimentul respectiv ; c) ulterior consolidării granitoidelor, în autohtonul danubian au avut loc mai multe fenomene de acest tip, cele mai importante fiind laminările și magmatismul asociate faliei Vîrful lui Stan — Cîrmătura Oltețului, epimetamorfismul regional paleozoic, magmatismul acid permian, magmatismul bazic cretacic superior și șariajul laramic al pînzei getice.

Pe considerentele de mai sus, determinările K/Ar ne indică faptul că vîrsta reală a masivului granitoid de Tismana este de peste 540 mil. ani, acestei valori trebuind să i se adauge timpul de răcire a masivului și, eventual, timpul neînregistrat datorită unor pierderi de Ar^{40} radiogen în evenimente ulterioare. Este de remarcat că izocrona de 540 mil. ani a fost construită pe baza analizelor de biotite, separate atît din granitoide echigranulare cît și din granite porfiroide, dar și folosind o triplă determinare pe un feldspat potasic dintr-un granit porfiroid. Din această cauză, ipoteza privind vîrsta dublă a granitului de Tismana (biotitul cambrian și feldspatul potasic hercinic) cade din două motive : a) există și zone ale masivului în care feldspatul potasic nu pierde argonul radiogen, indicînd o vîrstă de 540 mil. ani ; b) biotitele din granitele porfiroide de Tismana nu pot fi considerate biotite preluate din granitoidele echigranulare, de care se deosebesc prin chimism (tab. 2 și 4), compoziția lor fiind în acord cu cea a magmei din care au cristalizat, astfel încît vîrsta lor este implicit și cea a granitelor porfiroide.



Pe baza analizelor K/Ar efectuate pe feldspatii potasici din granitele porfiroide și granitoidele echigranulare de Tismana se poate construi o izocronă de 240 mil. ani, și, eventual, încă două izocrone, la 300 și 94 mil. ani. Dacă ultima valoare este cu certitudine datorată orogenezei alpine (probabil chiar tectonicii laramice, cu vîrstă 65 mil. ani, determinarea citată fiind de mică precizie), izocronele de 240 și 300 mil. ani sînt mai greu de interpretat. Astfel, după Soroiu et al. (1972) vîrstele hercinice obținute prin metoda K/Ar în autohtonul danubian ar putea reprezenta fie o rezultantă dintre vîrsta mai veche și efectele șariajului alpin, fie, mai probabil, un efect al orogenezei hercinice. Dacă pentru izocrona de 300 mil. ani, ce corespunde fazelor carbonifere sudetă, erzgebirge sau asturică, pot fi făcute asocieri cu momentul metamorfismului suprastructurii paleozoice, indicînd astfel orogeneza hercinică, izocrona de 240 mil. ani se plasează la limita dintre Permianul mediu și superior, moment ce corespunde în autohtonul danubian unei perioade de gliptogeneză în care are loc efuziunea porfirelor cuarțifere (C o d a r c e a et al., 1961).

Ținînd cont de aceste observații, izocrona de 240 mil. ani poate reprezenta: a) un „cooling age” al metamorfismului regional hercinic, inițiat probabil în faza sudetă, diferența de 60 mil. ani reprezentînd intervalul de timp în care sistemul a rămas deschis, permițînd difuzia argonului radiogen; b) un efect al unei faze permiane, probabil cea saalică; c) un efect al magmatismului acid permian; d) o rezultantă între vîrsta reală (cadomiană) și vîrsta șariajului laramic. Prima ipoteză este greu de susținut dacă se are în vedere faptul că în zone apropiate, la Schela, apar depozite atribuite Carboniferului superior (S e m a k a, 1963), ceea ce înseamnă că încă din Carboniferul superior nivelele azi observabile ale fundamentului erau deja apropiate de suprafață, deci deja răcite și reprezentînd un sistem închis. Ultima ipoteză este puțin probabilă datorită grupării remarcabile a determinărilor în jurul izocronei de 240 mil. ani, concentrare ce reflectă mai curînd un eveniment decît o rezultantă a două fenomene (Soroiu et al., 1972). Magmatismul acid permian avînd o dezvoltare mai importantă doar în vestul autohtonului danubian (Banat), cauzele cele mai verosimile ale izocronei de 240 mil. ani rămîn deci mișcările saalice, ce au dus la ridicarea blocului danubian.

Relațiile geologice observabile în zona masivului granitoid de Tismana ne confirmă interpretarea de mai sus a determinărilor de vîrstă model K/Ar. Astfel, un prim argument pentru vîrsta cadomiană a plutonului îl constituie raporturile sale cu cristalinul în care este cantonat: a) zonă cu sillimanit extrem de largă (peste 3 km), indicînd punerea în loc într-un mediu deja cald, a cărui temperatură a fost ridicată de fluxul termic emanat de masiv doar cu cîteva zeci de grade; b) frecvența orientare a prismelor de sillimanit paralel cu axul *b* regional, ca urmare a menținerii cîmpului de forțe din timpul metamorfismului regional și în momentul punerii în loc a granitoidelor de Tismana; c) forma contactelor și datele microtectonice (foliații și fisuri), ce indică natura sinorogenă a plutonului, structurile cadomiene ale formațiunii de Laimici-Păiuș din exteriorul masivului putînd fi urmărite și în acesta.

Relațiile masivului de Tismana cu formațiunile paleozoice au fost diferite interpretate, unii autori susținînd vîrsta post-permiană a granitelor de



Tismana, în timp ce alți cercetători aduc argumente pentru o vîrstă prepermiană sau chiar presiluriană a acestor granite.

Răileanu et al. (1967) remarcă în zona satului Sohodol, pe valea Cheii, și la Călugăreni, pe valea Motrului, în baza gresiilor liasice, aflorimente roșii pe care le interpretează ca reprezentînd depozite atribuite Permianului, cornificate și metasomatizate de granitul de Tismana. Reexaminarea acestor aflorimente, corelată cu observațiile noastre din numeroase alte puncte ale masivului și cu remarca lui Streckeisen (1934) privind existența în regiunea Baia de Aramă a unui grus roșiatic-violaceu preliasic la partea superioară a granițelor (sub gresiile liasice), ne face însă să interpretăm altfel decît autorii citați situația de pe teren. Astfel, în cel mai clar punct de acest tip, în satul Sohodol, la confluențele unor mici afluenți stîngi cu valea Cheii, am remarcat, pe o grosime de cîteva zeci de metri, culoarea roșie a granitoidelor de Tismana (granite porfiroide și granitoide echigranulare) din baza gresiilor liasice, culoare datorată unei alterații preliasice (triasice, eventual și permiane) continentale, ce a determinat deferizarea biotitului, cu separarea oxizilor de fier, ce au migrat în celelalte minerale ale rocii, sub forma unui pigment roșu. În paralel cu oxidarea fierului bivalent din biotit, și formarea pe această cale a hematitului, plagioclazul (deja puternic hidrotermalizat din etape anterioare) este complet înlocuit de minerale secundare, iar feldspatul potasic, întotdeauna proaspăt în granitoidele de Tismana, este și el sericitizat, parțial sau chiar total. Aceste caractere mineralogice indică pentru alterația continentală preliasică un climat cald și uscat, ce a permis oxidarea și migrarea fierului din biotit, dar a împiedicat formarea mineralelor argiloase pe scama feldspaților.

Cum în această zonă a masivului granitoid sînt numeroase enclave bogate în biotit (supramicacee, după Didier, 1964), de formă lenticulară și cu grosimi de la decimetri la zeci de metri, în porțiunea de sub gresiile liasice ele apar deosebit de evidente datorită culorii roșii-violacee intense pe care o capătă prin deferizarea biotitului, ce liberează mari cantități de hematit. Aceste enclave reprezintă pene de cuarțite biotitice sau gnaise biotitice complet recrystalizate, uneori și feldspatizate prin apariția unor megablaste centimetrice de feldspat potasic, caractere petrografice remarcate și analizate în detaliu de Răileanu et al. (1967). Ceva mai departe de limita cu gresiile liasice, culoarea roșie a acestor enclave dispare treptat, la peste 100 m distanță de contact ele avînd, datorită prospețimii biotitului, aspectul negricios caracteristic. Aceste enclave negre, obișnuite pentru masivul Tismana, au fost dealtfel observate și de autorii citați, ce le-au reprezentat în profilele geologice (fig. 3 și 5 a op. cit.) în baza rocilor atribuite Permianului, punînd însă între aceste două categorii de roci enclavate (cristalin și permian) o limită pe care caracterul gradat al schimbării de culoare nu o justifică.

Depozite atribuite Permianului de I. Huică și F. Sîrbu (r 1962), R. Dimitrescu et al. (r 1963), Berza (1972), Viorica Iancu (r 1972). Stănoiu (comunicare verbală, 1973) și Năstăseanu (comunicare verbală, 1974) apar ca un mic petic pe botul de deal de la nord de confluența văii Șasa cu valea Tismanei, față în față cu Mănăstirea Tismana. Aici, între granitul porfiroid de Tismana, ce prezintă pe ultimii metri o ușoară înroșire,



și arenitele liasice, pe o grosime de circa 20 m apar arcoze și argilite cu o culoare caracteristică, violacee sau verzuie, specifică depozitelor din autohtonul danubian atribuite Permianului. Cum aceste arcoze și argilite violacee-verzui nu prezintă fenomene de contact, ci se dispun transgresiv pe granitul porfiroid de Tismana, iar datarea lor se bazează pe opiniile unor specialiști ca Năstăsescu și Dimitrescu, rezultă că și o evidență stratigrafică indică vîrsta prepermiană a masivului Tismana.

Mai mult, există argumente stratigrafice pentru demonstrarea vîrstei presiluriene a plutonului. Astfel, după Stănoiu și Iliescu (1976), conglomeratele de Piatra Cloșani, ce remaniază cristale de 4—5 cm de feldspat potasic provenit din granitele porfiroide de Tismana (Stănoiu, 1973 a), sînt atribuite Silurianului superior — Devonianului inferior. Mai convingător încă, vîrsta presiluriană a masivului de Tismana este dovedită de lipsa oricăror fenomene de contact în cadrul formațiunii ordovician superior — silurian inferioare de valea Izvorului, deși aceasta repauzează pe calcarele cristaline cu diopsid și pe gnaisele micacee grafitoase cu sillimanit ale formațiunii de Lainici-Păiuș, în plină zonă cu sillimanit datorată fluxului termic emanat de corpul de Tismana.

Individualizarea în bazinul Motrului a unui complex filonian presilurian (Berza și Seghedi, 1975 b), predominant microdioritic, ce străbate atît formațiunea de Lainici-Păiuș cît și masivul granitoid de Tismana, dar nu afectează formațiunea de Valea Izvorului, constituie încă un argument pentru vîrsta presiluriană a masivului granitoid de Tismana.

Corclările regionale justifică de asemenea încadrarea granitoidelor de Tismana în marca grupă a granitoidelor cadomiene (= baicaliene, după Giușcă et al., 1969) din autohtonul danubian. Astfel, după Savu (1972, Savu et al., 1973) granitele porfiroide de la Novaci, extrem de asemănătoare cu cele de la Tismana (Manolescu, 1937 a, 1937 b) fac parte din infrastructura baicaliană (= cadomiană), caracteristicile lor microtectonice fiind identice cu cele ale celorlalte granitoide baicaliene (= cadomiene) din estul munților Vilcan și munții Paring.

Ținînd cont de discuția de mai sus, și reamintind că vîrstei model K/Ar de circa 540 mil. ani obținută pentru granitoidele de Tismana trebuie să-i fie adăugate cîteva zeci de milioane de ani (timpul în care temperatura masivului a scăzut pînă sub circa 300°C)³⁷, rezultă că punerea în loc a plu-

³⁷ Calculele făcute de Larsen (1945), Jaeger (1957) și Shaw (1965) privind timpul necesar consolidării corpurilor magmatice au indicat că, chiar în cazul punerii în loc la nivele superioare ale scoarței (în roci reci), pentru masivele cu dimensiuni de peste 10 km acest interval este de ordinul milioanei de ani. În cazul plutonului Tismana un calcul de acest fel este însă inutil, căci valoarea rezultată ar reprezenta doar timpul scurs pînă la realizarea echilibrului termic cu cristalinul formațiunii de Lainici-Păiuș, ce avea în momentul intruziunii granitelor o temperatură de peste 500°C. În acest caz, factorul ce a determinat închiderea sistemului pentru argonul radiogen îl reprezintă ridicarea blocului autohton, o dată cu erodarea catenei cadomiene, pînă la nivelele la care temperatura a scăzut sub 300°C. Timpul scurs de la punerea în loc a masivului (fenomen ce el însuși a durat probabil milioane de ani)



tonului de Tismana a avut loc la sfârșitul Precambrianului sau, mai puțin probabil, începutul Cambrianului, fiind un efect al orogenezei cadomiene.

G. Considerații petrogenetice

Pentru rocile pe care le separăm sub denumirea de „granitoide de Tismana”, au fost concepute, de-a lungul a aproape un secol de cercetări, numeroase modele de geneză, istoria acestor interpretări fiind o fidelă imagine a căutărilor și controverselor (Read, 1957) ce au făcut ca problema granitului (Drescher-Kaden, 1969) să devină o adevărată ramură a științelor pământului, geologia granitului (Raguin, 1957).

Astfel, după primele menționări în regiunea Tismana a unor „porfire cuarțos-sienitice” (Drăghiceanu, 1885) și „granite porfiroide” (Ștefănescu, 1888), Mrazec (1898, 1904) denumește „granit de Șușița” fișia granitică din sudul Carpaților Meridionali, dintre valea Luncavăț și Baia de Aramă; estimarea unei grosimi maxime de 17 km în zona Tismana indică cuprinderea în „granitul de Șușița” a ceea ce am distins ca: granitoide de Tismana, formațiune cristalofiliană de Lainici-Păiuș cu suită migmatică (migmatite arteritice și granitoide nebulitice) și granitoide de Frumosu. Acest granit de Șușița s-a pus în loc prin ascensiunea unei magme granodioritice, ce a metamorfozat și asimilat învelișul sedimentar paleozoic, căpătînd astfel o aureolă bazică de granit amfibolic (în speță, granitoidele de Frumosu), ce învelește un simbure acid (granitul de Tismana).

Cu mici diferențe, această împărțire este preluată de Ionescu-Bujor (1911 a), ce separă în fișia granitului de Șușița un simbure granitic și un înveliș de gnaise, reprezentînd varietățile gnaiseice ale granitului (ortognaise). Simburele granitic este constituit, de la interior spre exterior, din tipurile Tismana, Suseni și amfibolic. Spre deosebire de Mrazec (1898), natura mai bazică a tipului amfibolic și a unora dintre ortognaise nu este atribuită asimilării, ci diferențierii magmatice, fenomen ce crește în intensitate în zonele periferice ale masivului.

Manolescu (1937 a, 1937 b) distinge însă două masive granitice independente, de Șușița și Tismana, fiecare avînd zone în facies masiv și zone în facies gnaiseic; în cadrul corpului de Șușița, se admite că dintr-o magmă granodioritică s-au diferențiat atît tipuri acide (granite) cît și mai bazice (cuarțdiorite), unele roci periferice putînd însă fi datorate și proceselor de asimilare. În zona Tismana, la nord de masivul cu același nume, granitoidele de Frumosu sînt atribuite masivului Șușița, considerat mai vechi decît cel de Tismana.

Cercetările mai noi consemnează însă progresul ipotezelor ce acordă fenomenelor metasomatice un rol capital în geneza granitoidelor. Astfel, în

și pînă la atingerea acestor nivele superioare nu poate fi însă calculat pe baze termodinamice, fiind condiționat de dinamica evoluției regiunii după orogeneza cadomiană, evoluție pentru care singura indicație este că în Ordovicianul superior — Silurianul inferior are loc transgresiunea marină materializată prin depozitele formațiunii de valea Izvorului (Stănoiu, 1972).



munții Paring, I. Bercia și Elvira Bercia (r 1958, r 1959) consideră că granitele porfiroide de tip Tismana s-au format prin procese de metasomatoză alcalină, potasică și tardecinematică, desfășurate atît pe fondul granitoidelor echigranulare de tip Șușița cît și pe fondul granitoidelor laminate de Molidviș-Păpușa, în urma cărora au rezultat megablaste de feldspat potasic și injecții arteritice bogate într-un feldspat potasic cenușiu.

În regiunea Tismana, Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b) ajung la concluzia că granitul porfiroid de Tismana „a luat naștere printr-un proces de autometasomatism post-magmatic și recrystalizare a granitoidelor de tip Șușița, eventual chiar a dioritului cuarțifer de tip Frumosu“. Principalele efecte ale acestui proces sînt: albitizarea plagioclazului și pertitizarea metasomatică a microclinului (aflux de sodiu), înlocuirea plagioclazului prin microclin și a hornblendei prin biotit (aflux de potasiu) și formarea creșterilor mirmekitice și micropegmatitice (aport de siliciu).

R. Dimitrescu et al. (r 1963) și Pavelescu și Dimitrescu (1966) consideră de asemenea că șlirele de granitoide echigranulare reprezintă septe de granitoide (diorite cuarțifere) de Șușița, în timp ce granitele porfiroide de Tismana, ce străbat ca lișii sau filoane granitoidele echigranulare, s-au format prin procese metasomatice, ce au condus atît la apariția megablastelor de feldspat potasic cît și la reconstituirea masei fundamentale a granitelor porfiroide, ale cărei componente au o dezvoltare mai largă decît în tipul Șușița.

Răileanu et al. (1967) apreciază că fenomenul de metasomatoză potasică afectează și depozite pe care le consideră permene, fenomen căruia îi atribuie, ca și autorii citați mai sus, formarea fenoblastelor de feldspat potasic din granitele porfiroide și reconstituirea metasomatică a granitoidelor de tip Șușița, cu masă fundamentală a granitelor porfiroide.

Ultimele studii repun însă în discuție ipotezele magmatice, Berza (1972) considerînd atît granitele porfiroide cît și granitoidele echigranulare (diorite, monzodiorite, granodiorite) ca „granitoide de Tismana“, formate esențialmente prin procese magmatice, granitele porfiroide evidențiind însă și fenomene ulterioare de endometasomatoză potasică. De asemenea, Savu et al. (1973 a) ajung la concluzia că plutonul asemănător de Cărpiniș-Novaci, din munții Paring, este de origine magmatică, „diferențierea unei magme granodioritice primare, intruziunea succesivă a magmelor diferențiate și îmbogățirea treptată a magmei în alcalii, în special K_2O , și în componenți volatili“ fiind procese ce au condus la apariția diferitelor faciesuri ale masivului.

Prima problemă ce va fi abordată în discuția genezei masivului granitoid de Tismana este următoarea: cele două tipuri petrografice principale (granite porfiroide și granitoide echigranulare) întîlnite în cuprinsul acestuia reprezintă roci aparținînd la două corpuri independente, avînd deci vîrste diferite (Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962 b; R. Dimitrescu et al., r 1963; Pavelescu și Dimitrescu, 1966; Răileanu et al., 1967), sau ele sînt consangvine, avînd aceeași vîrstă (Berza, 1972).

Argumentele ce pot fi aduse în sprijinul consangvinității granitelor porfiroide cu granitoidele echigranulare sînt de teren, mineralogice, chimice și izotopice (K/Ar). Astfel, intima asociere, pe mai bine de jumătate din suprafața masivului, a granitelor porfiroide cu granitoidele echigranulare, cele două



tipuri principale apărind împreună chiar și în micile apofize de la nord de pluton, face greu explicabilă atât de perfectă superpoziție în spațiu a două granitoide de vârste diferite. Dimpotrivă, punerea în loc simultană a mai multor tipuri petrografice diferite, ce apar în teren sub formă de șlire, este un fenomen mult mai verosimil, un exemplu asemănător fiind oferit de unitatea vestică a masivului banatic de la Bocșa (Russo et al., 1973), în care coexistă, intim asociate, roci dioritice cu monzonite bogate în potasiu.

Mineralogia granitoidelor de Tismana este edificatoare din două puncte de vedere. În primul rând, ea infirmă apartenența granitoidelor echigranulare la masivele Șușița sau Frumosu, corpuri alcătuite din granite, granodiorite, diorite cuarțifere sau diorite, cu biotit, mai rar cu hornblendă³⁸, cu indice de culoare mai mic decât al corespondentelor lor din cadrul granitoidelor echigranulare de Tismana³⁹, roci în care, pe lângă biotit \pm hornblendă, apar cantități importante de clinopiroxen cu dezamestecuri de fază feromagneziană, uneori însoțit și de ortopiroxen. Prezența acestui clinopiroxen și a ortopiroxenui exclusiv în arealul masivului de Tismana, precum și deosebita abundență în granitoidele echigranulare a tuturor mineralelor melanocrate, conferă acestor roci o individualitate extrem de marcantă în raport cu toate celelalte granitoide din autohtonul Carpaților Meridionali. Din alt punct de vedere, caracterul gradat al schimbărilor calitative și cantitative de mineralogie, de la diorit-gabbroure cu ortopiroxen, hornblendă și biotit, prin dioritele, dioritele cuarțifere, tonalitele, monzodioritele cuarțifere, monzonitele cuarțifere și granodioritele cu biotit \pm hornblendă \pm clinopiroxen \pm ortopiroxen, până la granitele porfiroide cu biotit \pm hornblendă, reflectă gama completă de compoziții chimice ce separă rocile cele mai bazice din masivul Tismana de granitele porfiroide, sugerând natura unitară (deși variată) a acestui pluton.

Materializate prin caracteristicile mineralogice calitative și cantitative amintite ale rocilor, compozițiile magmelor din care acestea provin constituie de asemenea un element în sprijinul ipotezei pe care am adoptat-o, evidențiind pe de o parte deosebirile de chimism dintre granitoidele de Șușița și granitoidele echigranulare de Tismana și, pe de altă parte, asemănările dintre acestea din urmă și granitele porfiroide. Astfel, comparând analizele chimice și spectrale ale granitoidelor echigranulare de Tismana (tab. 8 și 12) cu valorile prezentate pentru granitoidele de Șușița de către Savu et al. (1971, 1972, 1973 b, r 1975) constatăm, pentru tipuri petrografice asemă-

³⁸ Dintre numeroasele descrieri ale acestor granitoide, numai Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b) citează, în dioritele de Frumosu, unele relicte de diopsid. Cum în circa 80 de secțiuni subțiri pe care le-am efectuat pe aceste roci, nu am întâlnit decât într-una singură relictele de „diopsid“, considerăm că apariția clinopiroxenui în masivul Frumosu este întâmplătoare și necaracteristică, în timp ce în granitoidele echigranulare de Tismana acest mineral este un constituent deosebit de important, prezent în majoritatea secțiunilor subțiri examinate.

³⁹ Caracter remarcabil de altfel chiar și de Pavelescu și Dimitrescu (1966): „granitoidele de tip Șușița se prezintă sub două aspecte după poziția lor (în exteriorul masivului de Tismana sau în interiorul acestui masiv)“, cele din afara corpului fiind leucocrate în raport cu cele pe care le denumim granitoide echigranulare de Tismana.



nătoare, deosebiri esențiale în conținuturile de Fe, Mg, Ti, P, Ba, Zr, La, Y, Yb, Nb, Co, ce apar mult mai ridicate în granitoidele echigranulare de Tismana în raport cu cele de Șușița. Această particularitate geochemică se regăsește însă în granitele porfiroide de Tismana, ce au pentru elementele menționate valori mai ridicate decât media granitelor, constituind astfel o caracteristică a masivului Tismana și indicând consangvinitatea tuturor granitoidelor (echigranulare sau porfiroide) din cadrul acestuia.

Un ultim argument în sprijinul caracterului unitar al masivului îl constituie datele de vîrstă model K/Ar (tabelul 14), cu valori asemănătoare atât pentru granitoidele echigranulare, cît și pentru granitele porfiroide, indicînd sincronismul formării celor două tipuri petrografice amintite.

Acceptînd, pe baza elementelor prezentate mai sus, punerea în loc simultană a tuturor granitoidelor de Tismana, discuția genezei corpului cu același nume va trece în revistă argumentele ce pot fi aduse în favoarea fiecăreia din cele două ipoteze petrogenetice principale: magmatică și metasomatică.

Concepția magmatică, de veche tradiție în petrologie, susținută în ultimele decenii pe baze experimentale de Bowen și colaboratorii săi, K r a n k și O j a (1960), Winkler (1966) etc., acceptă pentru granite un stadiu magmatic, magma granitică rezultînd fie prin diferențierea unei magme mai bazice, fie prin topirea parțială a unor roci preexistente.

Concepția metasomatică a formării granitelor, elaborată în termeni moderni de Perrin și Roubault (1939, în Raguin, 1957), Reynolds (1946), Misch (1949) etc., și dezvoltată, pentru anumite tipuri de granite de către Read (1957), Raguin (1957), Marmo (1967), Mehnert (1968), postulează geneza acestora prin schimburi metasomactice (efectuate pe cale uscată, prin difuzie ionică, sau cu ajutorul unor fluide), în care rocilor preexistente li se adaugă și/sau sustrag componenții deficitari, respectiv în exces, față de compoziția granitică, considerată a reprezenta „o stare de echilibru în partea superioară a litosferei” (Hietanen, 1953, în Marmo, 1967).

Înarmați cu aceste două puncte de vedere în principiu diametral opuse, dar în practică deseori argumentate chiar în cadrul aceluiași masiv, cercetătorii „granitiști” au posibilitatea de a formula în fiecare caz concret o ipoteză genetică situată la orice distanță față de cele două concepții extreme amintite, trebuind însă să fie convinși că „este aproape imposibil să spui ceva nou despre granite” (F y f e, în Newall și Rast ed., 1970). Pentru a situa cît mai clar din punct de vedere genetic masivul granitoid de Tismana în general, și granitele porfiroide de Tismana în special, vom discuta principalele elemente ce pot fi invocate în favoarea fiecărei ipoteze.

Trecerea printr-un stadiu magmatic este deosebit de evidentă pentru granitoidele echigranulare de Tismana (diorite, diorite cuarțifere, tonalite, monzodiorite cuarțifere, monzonite cuarțifere, granodiorite cu biotit \pm hornblendă \pm clinopiroxen \pm ortopiroxen), toți cercetătorii ce au discutat geneza masivului de Tismana, indiferent dacă le-au considerat granitoide de Șușița sau de Tismana, fiind de acord asupra acestei probleme. Argumentele pe care le putem aduce în sprijinul acestei concluzii sînt: a) structurile de dezamestec ale clinopiroxenilor, indicînd o cristalizare la temperaturi înalte



(la care lacuna de miscibilitate dintre piroxenii calcici și cei feromagnezieni era mai redusă), urmată de o răcire lentă, ce a permis exsolvirea, la temperaturi mai coborâte, a fazei feromagneziene; b) prezența ortopiroxenilor, minerale ce nu apar în granitoidale pentru care este invocată o geneză metasomatică⁴⁰; c) structurile zonare normale observate la plagioclazi; d) aspecte de înlocuire în seria ortopiroxen—clinopiroxen—hornblendă—biotit, conform seriei de reacție a mineralelor melanocrate a lui Bowen; e) relațiile reciproce dintre minerale și scăderea gradului de idiomorfism, de la primele minerale ce cristalizează la ultimele, în acord cu teoria cristalizării magmatice; f) caracterul geochimic particular, dat de deosebita abundență a Fe, Mg, Ti, P și Co, elemente caracteristice rocilor bazice, roci pentru care se admite, aproape în unanimitate, o origine magmatică.

Elementele care permit recunoașterea unui stadiu magmatic pentru granitele porfiroide de Tismana sînt: a) puternicul flux termic emanat de pluton, materializat prin largă zonă cu sillimanit periferică acestuia, nu poate fi atribuit numai granitoidelor echigranulare (ce nu reprezintă decît circa 20% din masiv și se dezvoltă cu precădere în zona de nord-vest a corpului (I), în timp ce sillimanitul a fost identificat și în regiunea de la N—E de acesta) ci și granitelor porfiroide, indicînd faptul că acestea au cristalizat dintr-o magmă cu o temperatură sensibil mai ridicată decît valoarea de circa 650°C pe care am acceptat-o pentru zona cu sillimanit; b) coexistența unui plagioclaz bazic (An_{30}) cu un feldspat potasic pentru care s-a estimat o compoziție $Or_{70}Ab_{30}$ indică, după Barth (1962), o temperatură de cristalizare a acestor minerale de circa 700°C, valoare ce se încadrează pentru compozițiile granitice în domeniul temperaturilor magmatice; c) datele experimentale referitoare la cristalizarea biotitelor (Deer et al., 1962) indică pentru chimismul biotitelor din granitele porfiroide de Tismana (tab. 2) o temperatură de formare de circa 900°C; d) habitusul idiomorf al zirconului, apatitului și orthitului sugerează cristalizarea din topituri magmatice (Polder-vart, 1956).

Dacă în favoarea originii metasomatice a granitoidelor echigranulare de Tismana nu există nici un argument, pentru granitele porfiroide pot fi invocate următoarele constatări: a) feldspatul potasic este întotdeauna xenomorf, frecvent substituind, în zonele marginale ale megacristalelor, plagioclazul și cuarțul; b) megacristale de feldspat potasic, identice cu cele din granitele porfiroide, apar și în enclavele de șisturi cristaline sau de granitoide echigranulare de Tismana, avînd o origine metasomatică certă; c) foliația megacristalelor de feldspat potasic și structurile definite de ea se pot corela perfect cu foliațiile și structurile din cristalinul înconjurător; d) poziția penelor de șisturi cristaline (roof pendants) este conformă direcțiilor structurale ale formațiunii de Lainici-Păiuș din exteriorul masivului.

Ținînd cont de cele prezentate mai sus, considerăm că geneza granitoidelor de Tismana este complexă, pur magmatică în cazul granitoidelor echigranulare și esențialmente magmatică, dar și autometasomatică, în cazul

⁴⁰ Cu excepția charnockitelor, roci ce nu intră însă în discuție, apărînd în regiuni de ultrametamorfism, cu totul de alt tip ca nivelul astăzi observabil al infrastructurii precambriene a autohtonului danubian.



granitelor porfiroide. Astfel, în concepția noastră, în geneza granitelor porfiroide de Tismana, formarea megacristalelor de feldspat potasic face parte dintre fenomenele ce au loc la finele cristalizării acestor granite potasice, nefiind dovada unui aport alcalin. Totuși, în cazul megacristalelor de feldspat potasic din enclavele granitelor porfiroide, circulația fluidelor potasice este evidentă, indicând posibilitatea unor migrări de substanță pe o distanță decimetrică pînă la metrică.

Concordanța structurală cu învelișul cristalin fiind o caracteristică a granitoidelor magmatice din partea externă a autohtonului danubian (Sav u, 1970, 1972), rămîne de discutat semnificația septelor de șisturi și calcare cristaline. Din acest punct de vedere, masivul Tismana prezintă, îndeosebi în zonele marginale, adevărate roof pendants, ce definesc o stratigrafie fantomă (ghost stratigraphy), asemănătoare celor descrise de Read (1957) și Raguin (1957) în granitoidele din Irlanda sau Pirinei. Deși inițial o asemenea situație a fost interpretată de autorii citați ca o dovadă a genezei metasomatice a granitelor respective, studiile recente efectuate asupra acelorasi masive (Pitcher, în Newall și Rast ed., 1970; Leterrier, 1972) conduc la o interpretare pur magmatică, în care stratigrafia fantomă nu este decît dovada punerii în loc non-violente a magmei granitice.

Acceptînd astfel originea magmatică a granitelor porfiroide de Tismana și sincronismul punerii în loc a granitoidelor echigranulare și a granitelor porfiroide, sîntem conduși în primul rînd la examinarea naturii magmelor respective, apoi la analizarea condițiilor de ascensiune și cristalizare ale acestor magme, pentru a încheia capitolul consacrat genezei masivului Tismana cu analiza fenomenelor post-magmatice și a etapelor ulterioare din evoluția acestui pluton.

Deși acoperă o zonă largă din cîmpul clasificării mineralogice cantitative a rocilor eruptive (fig. 20), cel mai frecvent granitoidele echigranulare de Tismana corespund unor diorite cuarțifere și monzodiorite cuarțifere, bogate în biotit \pm hornblendă \pm clinopiroxen \pm ortopiroxen. Relativa lor abundență (circa 20% din suprafața masivului) și caracteristicile lor geochemice și mineralogice făcînd imposibilă, în lumina datelor experimentale privind geneza rocilor magmatice, derivarea lor ca diferențiate bazice ale unei magme granitice, aceste roci pot fi considerate fie rezultate prin consolidarea unei magme ce a avut inițial acest chimism, fie provenite prin diferențierea sau contaminarea unei magme bazaltice. În primul caz, originea unei magme dioritice-monzodioritice fiind aceeași cu a magmelor andezitice, variantele sînt multiple, în funcție de modelul ales (Mc Birney ed., 1969), dar în prezent există în petrologie un puternic curent ce consideră că magmele de acest tip iau naștere prin topiri parțiale ale mantalei superioare. În al doilea caz, originea magmei bazaltice inițiale este sigur subcrustală, magma dioritică rezultînd ca un diferențiat mai acid sau prin contaminarea cu material crustal. În oricare din aceste variante, se poate deci accepta, pentru granitoidele echigranulare de Tismana, o magmă generată inițial în mantaua superioară, ale cărei evoluții ulterioare sînt greu de precizat.

Orice considerații privind originea magmei din care au cristalizat granitele porfiroide de Tismana trebuie să țină cont de faptul că abundanța Ti, P, Ba, Zr, La și Nb din aceste roci (în comparație cu media granitelor)



este deosebit de ridicată, asemănător granitoidelor echigranulare, dovedind consangvinitatea tuturor granitoidelor de Tismana. În acest caz, ipoteza cea mai simplă ar presupune formarea magmei granitice prin diferențierea magmei dioritice. Deși această interpretare este susținută de natura gradată a schimbărilor de chimism de la diorite, prin tipurile intermediare, pînă la granitele porfiroide, raportul dintre suprafețele de aflorare ale celor două tipuri petrografice ce alcătuiesc masivul Tismana (granite porfiroide și diorite-monodiorite cuarțifere) este net în favoarea granitelor porfiroide — circa patru la unu. Nici presupunerea unei puternice dezvoltări a faciesurilor bazice la nivele mai adînci ale plutonului nefiind justificată de datele magnetometrice (I. Cristescu et al., r 1963 ; V. Roșca et al., r 1971, r 1973), acest model genetic nu poate fi acceptat pentru o diferențiere în actualul amplasament, magma granitică reprezentînd doar o mică fracție în diferențierea unei magme bazice.

Accastă ipoteză ar putea fi însă invocată admițînd formarea (la adîncime mare, în baza scoarței sau sub aceasta), prin cristalizarea unui enorm volum de magmă bazică, a unei cantități relativ mari de magmă granitică reziduală⁴¹, ce a antrenat în ascensiunea sa și o parte din fracția mai bazică, cristalizată ulterior ca șlire sau enclave dioritice. Deși acest model este în acord cu datele de teren și geochemice, lipsa oricăror indicații directe privind masa bazică postulată, ne face să-l prezentăm cu rezerva necesară oricărei ipoteze bazate doar pe date indirecte.

Un alt model de geneză a magmei din care au cristalizat granitele porfiroide ar presupune formarea, sincron cu ascensiunea magmei dioritice ce a dat granitoidelor echigranulare de Tismana, a unei magme anatectice crustale. În acest caz, compoziția particulară a acestei magme, îndepărtată de compoziția eutecticului granitic (fig. 28), poate fi explicată prin topirea unor roci potasice preexistente (șisturi cristaline prebaicaliene? — Savu, 1970) sub influența unui puternic flux termic, normal într-o perioadă de orogeneză și amplificat de aportul caloric direct al magmei dioritice. Caracteristicile geochemice amintite ale granitelor porfiroide de Tismana fac însă necesară, în această interpretare, o contaminare intimă a magmei crustale cu magma dioritică, de la care sînt preluate (într-un mod, e drept, greu de imaginat) importante cantități de Ti, P, Ba, Zr, La, Nb, elemente ce au în granitele porfiroide o concentrație mult mai ridicată decît în granitele anatectice din regiune (H. Savu et al., r. 1975 b). Pe lângă această „diseminare“ a magmei dioritice subcrustale în magma granitică crustală, local s-ar păstra volume mai mari sau mai mici de magmă dioritică, care, antrenate ascendent de magma granitică, ar da șlirele sau enclavele dioritice.

⁴¹ În ciuda conținutului scăzut în alcalii al mantalei superioare, masive acide sau alcaline comparabile ca dimensiuni cu cel de Tismana sînt considerate a lua naștere prin diferențierea unor magme de origine subcrustală: granofirele și granitele asociate intruziunilor bazice de la Skaergaard și Bushveld, sau complexele plutonice post-Karoo din Africa de sud-vest (Turner și Verhooogen, 1967).



Ambele modele prezentate satisfăcând principalele condiții cerute — o intimă asociere a două tipuri magmatice distincte și existența unor trăsături geochimice comune amîndurora — în momentul de față nu putem face o opțiune între ele, preferîndu-l însă pe primul. Ca o posibilitate de viitor, menționăm însă existența unor metode izotopice de diferențiere a rocilor magmatice de origine crustală, subcrustală, sau mixtă, dintre care cea mai utilizată se bazează pe studiul raportului $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

Problemele legate de ascensiunea și cristalizarea magmelor dioritică și granitică sînt de asemenea extrem de complexe. Vom aborda întii chestiunea momentului de punere în loc a acestor magme, pentru a discuta apoi condițiile termodinamice în care ele s-au consolidat.

Momentul de punere în loc a magmelor ce au dat masivul granitic de Tismana nu poate fi precizat în prezent în scara geocronologică, singura indicație pe care o avem fiind aceea că vîrstele K/Ar cele mai vechi obținute în pluton sînt de circa 540 milioane de ani. Față de evenimentele cele mai importante din acea perioadă, poate fi însă făcută o situație relativă a acestui moment. Astfel, formarea masivului de Tismana succede cutarea, metamorfozarea și migmatizarea formațiunii de Lainici-Păiuș, este sincronă cu unele mișcări tectonice și cu apariția zonei cu sillimanit din vecinătatea corpului și precede mișcările disjunctive ce duc la formarea faliei Vîrfului lui Stan — Curmătura Oltețului, la retromorfozarea zonelor din formațiunile de Lainici-Păiuș și Drăgășan din vecinătatea acestora și la formarea complexului filonian presilurian.

Punerea în loc a masivului granitoid de Tismana ulterior unei faze de cutare a formațiunii de Lainici-Păiuș este argumentată de prezența microcutelor decimetrice sau metrice din calcarele cristaline prinse ca roof pendants, pe afluenții stîngi ai Motrului și în zona lacului Zaton. Pe de altă parte, orientarea structurilor definite de foliația primară (de cristale, enclave sau șlire) a granitoidelor de Tismana în direcția continuare a anticlinalelor și sinclinalelor din sisturile cristaline înconjurătoare, pune problema unor deformări sincrone formării granitoidelor, datorită cărora în masiv rezultă cîte de amplitudine hectometrică la kilometrică. Aspecte asemănătoare de concordanță structurală a granitoidelor, șlirelor, xenoliților și învelișul cristalin sînt citate de Pitcher (în Newall și Rast ed., 1970) și interpretate ca datorate fie curgerii magmatice (flow), fie unei deformări sincrone formării granitoidelor.

În raport cu blasteza metamorfică a formațiunii de Lainici-Păiuș, relațiile sînt de asemenea complexe. Este foarte probabil că, înaintea ascensiunii pînă la nivelul de punere în loc a magmelor ce au dat corpul de Tismana, datorită unui gradient geotermic extrem de ridicat, rocile acestei formațiuni au recrystalizat în parageneze caracteristice subfaciesului andaluzit — cordierit — muscovit al faciesului amfibolitelor cu cordierit. În acest moment, considerăm că are loc și migmatizarea extrem de puternică a formațiunii de Lainici-Păiuș, ce este invadată de un imens volum de magmă granitică subeutectică, săracă în feromagneziene, reprezentînd primele topituri rezultate pe baza rocilor din fundament.

Succedînd de puțin migmatitelor arteritice și granitoidelor nebulitice, cu caracter subeutectic, în formațiunea de Lainici-Păiuș se pun în loc masiv-



vele de Busești, Frumosu, Tismana, Bîlta, Șușița⁴² etc., în jurul cărora, sub influența termică a acestor magme non-eutectice, cu temperaturi mai ridicate, se formează o zonă cu sillimanit (Savu, 1970, 1972; Berza, 1972). Această blastază a sillimanitului (celelalte minerale rămânând stabile și în noile condiții termice), ce începe odată cu pătrunderea magmelor corpurilor amintite, este deci considerată un fenomen sincron formării masivelor, avînd caracterul unui metamorfism „de contact — sincinemat” (Savu, 1970).

Deși Manolescu (1937 b) consideră că este posibil ca granitul de Tismana să fie mai nou decît cel de Șușița, idee reluată și de Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b), Pavelescu și Dimitrescu (1966) și Savu (1970), lipsa unor relații directe între aceste masive (ca de altfel și între corpul de Tismana și cele din imediata lui vecinătate — Busești, Frumosu și Bîlta) ne face să privim această ipoteză cu prudență, ea fiind posibilă, dar pînă în prezent nedovedită.

Savu (1970) împarte corpurile de granitoide din autohtonul danubian în masivele sincinematice și tardecinematice, ultimele fiind reprezentate prin plutoni în care predomină granitele potasice. Avînd în vedere însă faptul că particularitățile structurale ale masivului Tismana sînt întru totul asemănătoare celor descrise de Savu (1970) pentru plutonul de Șușița (cu excepția laminării paleozoice a celui din urmă), credem că ambele masive pot fi considerate sinorogene, dar tardecinematice în raport cu primele cutări ale formațiunii de Lainici-Păiuș și sincinematice în raport cu ultimele etape de deformare cadomiene ale acesteia⁴³. O indicație în plus (pe lângă concordanța structurală cu învelișul cristalin) a faptului că masivul Tismana a fost tectonizat în momentul consolidării este dată de granitele porfiroide din zona sud-estică⁴⁴ a corpului, în facies de Topești, ce au caracterele unor blastomilonite (Belière, 1967), după o primă fază de cristalizare urmînd o cataclază, succedată la rîndul ei de recristalizarea post-deformațională a feldspatului potasic.

După consolidarea completă a masivului granitoid de Tismana și ajungerea sa, împreună cu cristalinul înconjurător, la un nivel apropiat de suprafață, caracterizat prin temperaturi mai coborîte (de domeniul faciesului șisturilor verzi), au avut loc mișcările tectonice ce au condus la formarea faliei Vîrfului lui Stan — Curmătura Oltețului și retromorfozarea dinamică a zonelor din formațiunile de Lainici-Păiuș și Drăgășan învecinate acestei falii.

⁴² Deși Stan (1977) admite, ca și noi, independența migmatitelor din formațiunea de Lainici-Păiuș de masivele granitoide, el consideră că momentul migmatizării este ulterior punerii în loc a masivului de Șușița. Savu (1970) apreciază însă că filoanele feldspatice ce străbat corpul de Șușița reprezintă roci legate de acest masiv, migmatizarea regională fiind anterioară plutonului, ipoteză la care ne raliem.

⁴³ După Marmo (1967), există și criterii mineralogice de distincție între granitele sincinematice și cele tardecinematice, primele fiind caracterizate printr-un plagioclaz An_{15-30} , cel mai frecvent An_{25-28} , iar ultimele avînd An_{2-15} , mai ales An_{5-10} ; cu un plagioclaz An_{28-36} , granitele porfiroide de Tismana se încadrează deci, după autorul citat, în grupa granitelor sincinematice.

⁴⁴ Particularitate remarcată și de Pavelescu și Maria Pavelescu (1962 b), ce figurează în această zonă granite de Tismana gnaisice.



Și în masivul Tismana, îndeosebi în partea sa vestică, apar numeroase zone milonitice, frecvent însoțite de depuneri decimetrice de cuarț, ce pot fi atribuite, cel puțin în parte, acestor mișcări. Tot în acest moment, pe numeroasele căi de acces astfel formate, au pătruns magmele dioritice, granodioritice și granitice ce au generat complexul filonian presilurian, o parte din filoane fiind localizate în corpul de Tismana.

Odată stabilit, cel puțin din punct de vedere relativ, momentul ascensiunii magmelor din care au cristalizat granitoidele de Tismana, se pune problema căilor de acces care au permis această ascensiune și a modului concret în care ea a avut loc. Din păcate, și în acest caz, ca și în majoritatea cercetărilor privind masivele granitoide, indicațiile ce ar permite un răspuns la aceste întrebări sînt extrem de puține. Dealtfel, complexitatea problemelor legate de mecanismele intruziunilor magmatice face ca, în momentul de față, cu toată acumularea a numeroase date de observație din teren și un început de modelare teoretică sau experimentală, înțelegerea acestor fenomene să fie încă într-o fază de început (Newall și Rast ed., 1970).

Deși în regiunea Tismana au fost identificate mai multe cute hectometrice sau kilometrice, în raport cu structura majoră a formațiunii de Lainici-Păiuș corpul de la Tismana este amplasat într-o zonă sinclinală. Fără nici o indicație directă, presupunem că într-o regiune care nu poate fi precizată din cadrul actualului masiv, a apărut o cale de acces (falie?) pe care s-au insinuat magmele. Prin infiltrarea pe planele de șistozitate (fapt deosebit de evident în zona Topești), s-a ajuns ca volume importante de șisturi cristaline să fie dislocate și, ulterior, enclavate și parțial asimilate — enclavele enalogene și, probabil, o parte din cele endopoligene. Roci cu o compoziție particulară, calcarele cristaline rămîn în evidență chiar și în zone mai îndepărtate de marginile plutonului, într-o poziție geometrică paralelă cu structurile din cristalin, indicînd caracterul non-violent al punerii în loc a magmelor.

Discuția cristalizării magmelor ce au generat masivul granitoid de Tismana cere în primul rînd abordarea condițiilor termodinamice în care a avut loc procesul, pe această bază, și în corelație cu compoziția chimică și datele microscopice, urmînd a fi stabilit un model de desfășurare a fenomenelor.

Factorii termodinamici cei mai importanți în evoluția cristalizării unei magme sînt: presiunea totală — P , presiunea parțială a apei — P_{H_2O} , presiunea parțială (fugacitatea) a oxigenului — P_{O_2} , presiunea parțială (fugacitatea) a bioxidului de carbon — P_{CO_2} , temperatura magmei în momentul punerii în loc, temperatura mediului ambiant și viteza de răcire.

Presiunea totală sub care a avut loc consolidarea masivului de Tismana poate fi estimată, pe baza paragenezelor din șisturile cristaline învecinate masivului, pentru care am acceptat, după cum s-a arătat în capitolul referitor la formațiunea de Lainici-Păiuș, o valoare de ordinul a 5—6 kb. Această presiune fiind realizată prin cumulusul a două elemente distincte — presiunea litostatică și presiunea de stress — ar fi utilă o estimare a ponderii fiecăruia, presiunea litostatică permițînd aprecierea adîncimii de formare a masivului.



Deși nu avem nici un element concret pentru a face această supoziție, considerăm totuși că, ținând cont de cadrul geologic regional, adîncimea a fost de ordinul kilometrilor, indicînd o presiune litostatică de circa 1—2 kb, restul trebuind să fie atribuit presiunii de stress.

Pentru estimarea P_{H_2O} nu dispunem de o indicație cifrică, dar cantitatea importantă de biotit \pm hornblendă din granitoidele de Tismana arată caracterul hidratat al magmei; saussuritizarea generală a plagioclazilor, ce sînt aproape întotdeauna împănați cu microlite epidotice și paiete micacee, trădează de asemenea prezența apei în stadiile post-magmatice. Luînd în considerație aceste elemente, credem că magmele ce au dat granitoidele de Tismana erau bogate în apă, ce reprezenta o fracție de ordinul a cîteva (2—3 ?) procente, sub o presiune egală cu P , de ordinul a 5—6 kb.

Presiunea parțială a oxigenului P_{O_2} poate fi apreciată pe baza biotitelor analizate. Astfel, din figura 12 se remarcă caracterul puternic oxidat al acestor biotite, ce indică condiții de oxido-reducere controlate de asociațiile etalon (buffer) $Ni-NiO$ și $Fe_3O_4-Fe_2O_3$. Deși nu există o demarcare precisă, se poate totuși observa caracterul mai oxidat al biotitelor din granitoidele echigranulare în raport cu cele din granitele porfiroide. Această valoare ridicată a P_{O_2} , corelabilă cu valoarea mare a P_{H_2O} (Osborn, 1959), este o caracteristică a granitoidelor de Tismana, fiind unul din factorii cei mai importanți ce au controlat cristalizarea fazelor minerale.

Presiunea parțială a bioxidului de carbon poate fi considerată, în cazul granitoidelor de Tismana, neglijabilă, aceste roci conținînd, de regulă, cantități infime de carbonați, astfel încît presiunea fluidelor poate fi echivalată cu P_{H_2O} .

Temperatura magmelor diferă în funcție de modul genetic acceptat. Astfel, dacă prezența ortopiroxenilor și clinopiroxenilor cu dezamestecuri din rocile dioritice indică pentru magmele acestora temperaturi de ordinul a 1000°—1200°C (Yoder și Tilley, 1962), temperatura magmelor ce au dat granitele porfiroide este în mod necesar apropiată de aceste valori dacă magma granitică rezultă prin diferențierea magmei bazice, în timp ce o geneză anatectică nu necesită decît temperaturi de ordinul a 800°C (Winkler, 1966). Faptul că în zonele în care rocile dioritice au o pondere redusă, ele apar ca enclave metrice la centimetrice, cu o granulație cu atît mai fină cu cît enclava este mai mică, în timp ce în șlirele mari granulația este milimetrică, susține ipoteza anatectică, o astfel de relație sugerînd o diferență de temperatură apreciabilă între cele două magme.

Temperatura mediului ambiant, în ipoteza metamorfismului de contact — sincinemat (Savv, 1970), este ridicată, după argumentele prezentate la discuția formațiunii de Laimici-Păiuș, de ordinul a 600°C (sub-faciesul cordierit — andaluzit — muscovit).

Viteza de răcire a unui corp magmatic depinde de volumul și forma acestuia, de temperatura magmei în momentul punerii în loc și de temperatura mediului ambiant. În cazul unor corpuri cu dimensiuni de peste 10 km, după calculele făcute de Larsen (1945), Jaeger (1957) și Shaw (1965), chiar în cazul consolidării în roci reci, timpul de răcire la temperatura mediului înconjurător este de ordinul milioanei de ani. Ținînd cont de dimensi-



unile observabile ale masivului Tismana (circa 28/12 km) și de temperatura ridicată a magmelor, viteza de răcire a granitoidelor de Tismana până la temperatura mediului ambiant este relativ mică, acest proces necesitând un interval de timp cel puțin de ordinul milioanei de ani. Ulterior, odată cu cristalinul înconjurător, corpul de Tismana este adus prin eroziune la nivele mai apropiate de suprafață, temperatura scăzând în continuare, într-un interval de timp greu de apreciat, dar probabil considerabil.

Pe baza acestor considerații, vom examina cristalizarea magmelor ce au dat corpul de Tismana într-un mod similar celui realizat de Leterrier (1972) pentru masivul Quérigut, pluton ce prezintă de altfel numeroase asemănări cu cel de Tismana: asocierea unui facies dioritic cu unul granitic, ce-l enclavează pe primul, prezența în anumite zone ale corpului a unor septe de cristalin aparent nederanjate și caracterul monzonitic al unor faciesuri granitice. Acest autor, pe baza chimismului unor minerale din masiv și a datelor experimentale privind stabilitatea mineralelor respective, face aprecieri despre mersul cristalizării principalelor faciesuri ale corpului Quérigut. Paragenezele fiind diferite, vom examina, ca și Leterrier, întâi rocile dioritice, apoi granitele porfiroide.

Pentru rocile dioritice și monzodioritice cuarțifere, în care cuarțul și feldspatul potasic apar în cantități relativ mici sau lipsesc, mineralele importante sînt plagioclazii, piroxenii, amfibolii și biotitele. Pe baza datelor experimentale sintetizate de Leterrier (1972), și ținînd cont de compozițiile acestor minerale în granitoidele echigranulare de Tismana și de factorii termodinamici analizați mai sus, poate fi apreciat intervalul de temperatură în care s-au consolidat dioritele și monzodioritele cuarțifere. Astfel, după cristalizarea mineralelor accesorii: apatit, zircon, ilmenit, sfen, orthit, la o temperatură de aproximativ 1050° încep să se formeze orto și clinopiroxenii, urmați, la circa 900°C, de plagioclazi, hornblende și biotite (fig. 54). Dacă în cazul dioritelor, la această temperatură consolidarea magmei practic se încheie, pentru dioritele cuarțifere, granodiorite și tonalite, se mai formează în continuare mici cantități de cuarț sau cuarț și feldspat potasic, cristalizarea încheindu-se la temperaturi probabil în jur de 800°C. După cum se remarcă din figura 54, pentru piroxeni și plagioclazi (cunoscînd raportul Ab/An) temperatura de cristalizare este relativ bine determinată la o anumită P_{H_2O} ; pentru hornblende și biotite, datorită compoziției complexe a acestor minerale, marilor diferențe de temperatură de formare a termenilor ce le alcătuiesc (molecule de tremolit, pargasit, ferrotremolit, ferropargasit, annit, flogopit) și proporțiilor variabile în care acești termeni intră în biotitele și hornblendele analizate, am figurat un interval probabil de cristalizare mai larg, proporțional cu gradul de imprecizie mai mare al acestor estimări. Faptul că cristalizarea plagioclazilor se suprapune, la P_{H_2O} de 5—7 kb, peste intervalul de formare al hornblendelor și biotitelor, este în acord cu observațiile microscopice, în care între aceste trei grupe de minerale nu au putut fi făcute diferențieri de vîrstă, secțiunile subțiri indicînd mai curînd o sincronizare; unele rare aspecte de coroziune a hornblendei prin biotit indică însă faptul că în anumite cazuri hornblenda precede biotitul.

Cristalizarea granitele porfiroide de Tismana trebuie însă discutată în funcție de principalele minerale ale acestor roci, și anume feldspații și cuarțul.



Astfel, după cristalizarea mineralelor accesorii, urmată la circa 900°C de apariția biotitului (eventual și a hornblendei), are loc formarea plagioclazului, cuarțului și feldspatului potasic, pe care o vom urmări în tetraedrul ce redă relațiile de cristalizare în sistemul Anortit — Albit — Ortoză — Cuarț (fig. 55), construit asemănător modelelor realizate, pe baza datelor experi-

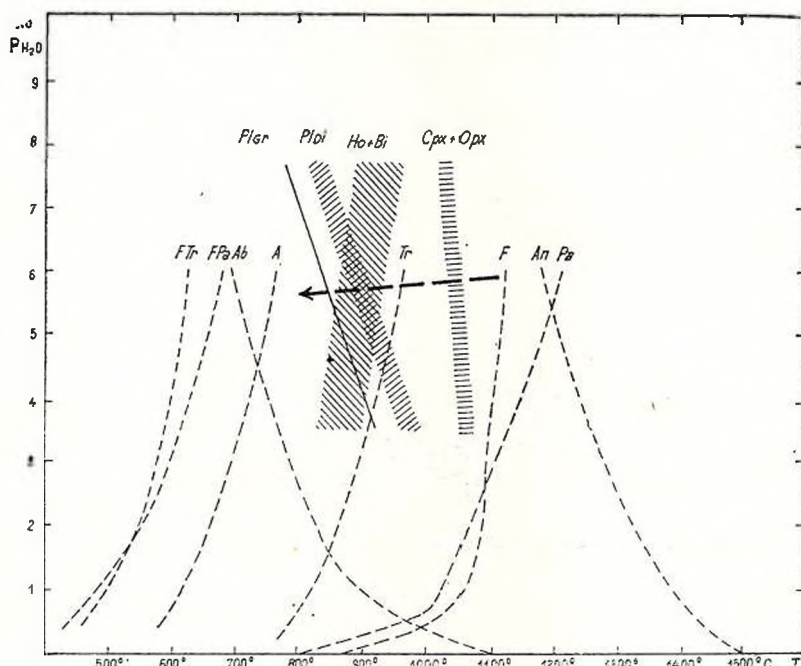


Fig. 54. — Cristalizarea granitoidelor echigranulare de Tismana în câmpul PT.

FTr, ferrotremolit; FPa, ferropargasit; Ab, albit; A, annit; Tr, tremolit; F, flogopit; An, anortit; Pa, pargasit (după Leterrier, 1972); Pl_{Gr}, plagioclazul din granitele porfiroide de Tismana; Pl_{Di}, plagioclazii din granitoidele echigranulare de Tismana; Ho, hornblendele; Bi, biotitele; Cpx, clinopiroxenii și Opx, ortopiroxenii din granitoidele echigranulare de Tismana.

Crystallization of the Tismana equigranular granitoids in the PT field.

FTr, ferrotremolite; FPa, ferropargasite; Ab, albite; A, annite; Tr, tremolite; F, phlogopite; An, anorthite; Pa, pargasite (according to Leterrier, 1972); Pl_{Gr}, plagioclase of the Tismana porphyroid granites; Pl_{Di}, plagioclases of the Tismana equigranular granitoids; Ho, hornblendes; Bi, biotites; Cpx, clinopyroxenes and Opx, orthopyroxenes of the Tismana equigranular granitoids.

mentale din literatură, de Carmichael (1963), Barth (1966) și Winkler (1966). În cadrul sistemului An — Ab — Or — Q există două suprafețe importante, a căror poziție variază în funcție de P_{H₂O}, ce separă trei volume în care prima fază care cristalizează este plagioclazul, respectiv

feldspatul potasic, respectiv cuarțul. Simultan, lichidul rămas își schimbă compoziția pînă ce proiecția sa atinge una din cele două suprafețe menționate, după care începe să cristalizeze și mineralul opus acestui plan de echilibru, iar proiecția lichidului migrează pînă la linia cotectică marcată de joncțiunea celor două suprafețe. În acest moment începe să se formeze și al treilea component, iar lichidul rezidual își schimbă compoziția de-a lungul liniei

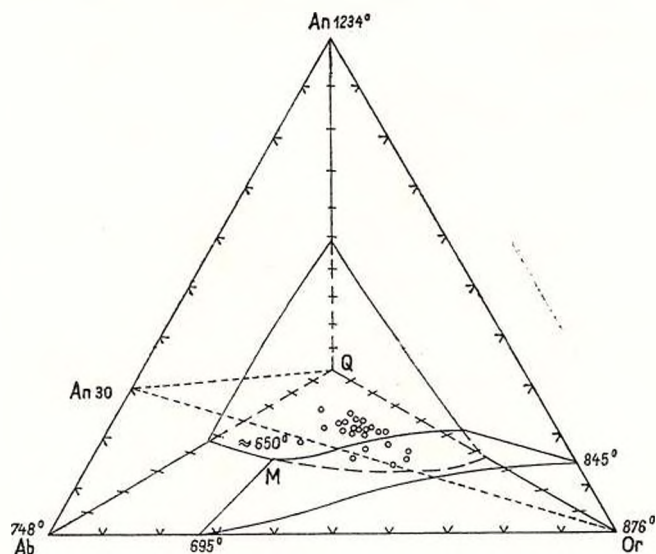


Fig. 55. — Proiecția granitelor porfiroide de Tismana în tetraedrul Anortit — Albit — Ortoză — Cuarț (după Carmichael, 1963 și Barth, 1966).

Projection of the Tismana porphyroid granites into the Anorthite — Albite — Orthose — Quartz tetrahedron (according to Carmichael, 1963 and Barth, 1966).

cotectice către punctul *M*, ce marchează încheierea cristalizării simultane a plagioclazului, feldspatului potasic și cuarțului, la temperatura cea mai coborîtă permisă de sistemul An-Ab-Or-Q pentru o anumită P_{H_2O} .

Figura 55 încearcă să redea aspectul acestui sistem la $P_{H_2O} = 5$ kb, presiunea parțială a apei pe care am acceptat-o pentru cristalizarea granitului porfiroid de Tismana. În construcția acestei figuri am pornit de la cele asemănătoare realizate de Carmichael (1963) pentru cristalizarea rocilor vulcanice acide și de Barth (1966) pentru rocile cuarțo-feldspatice plutonice (la $P_{H_2O} = 2$ kb), modificate însă după indicațiile privind echilibrele în sistemele parțiale An-Ab-Or și An-Ab-Q, furnizate de Yoder et al. (1957, în Turner și Verhoogen, 1967), respectiv Tuttle și Bowen (1958) și Luth (1969). Normele CIPW ale granitelor porfiroide de Tismana analizate chimic au fost recalculate în termen An, Ab, Or și Q (tabelul 11) și proiectate,

după metoda descrisă de Burri (1959), în figura 55. Deși utilizarea perspectivei pentru reprezentarea într-un plan a unui tetraedru face greu de imaginat poziția spațială a punctelor de proiecție, compararea valorilor din tabelul 11 cu poziția suprafețelor de echilibru desenate în figura 55 sugerează faptul că majoritatea granitelor porfiroide de Tismana au ca prim component leucocrat ce cristalizează plagioclazul, urmat de cuarț și feldspat potasic; o parte din analize par însă a se proiecta în domeniile de primă cristalizare a cuarțului sau feldspatului potasic.

Pentru a elucida această chestiune, vom reveni la proiecția mai simplă a sistemului Q-Ab-Or (fig. 28), pe care am figurat, după Winkler (1966), pozițiile minimelor cotectice ale acestui sistem pentru $P_{H_2O} = 2$ kb (M_1), respectiv 6 kb (M_2). Cum însă poziția acestor minime este puternic influențată de componenta anortitică a topiturii (von Platen, 1965), pentru un raport Ab/An = 2,2 punctul M_1 devind la M_3 , presupunem că și M_2 va fi deplasat asemănător în poziția M_4 , raportul Ab/An în plagioclazii granitelor porfiroide de Tismana fiind cuprins între 2,3 și 2⁴⁵. Paralel cu liniile cotectice date de Winkler (1966) pentru $P_{H_2O} = 2$ kb și Ab/An = 2,2, am trasat liniile cotectice pe care le presupunem pentru $P_{H_2O} = 5$ kb și Ab/An = 2,2.

În această ipoteză, rezultă că proiecțiile analizelor granitelor porfiroide de Tismana indică fie plagioclazul ca prim mineral salic ce cristalizează (10 analize), fie feldspatul potasic (8 analize), fie cuarțul (4 analize). Relațiile observabile în secțiunile subțiri făcând greu de acceptat ideea anteriorității feldspatului potasic în raport cu plagioclazul, această situație trebuie interpretată ca datorată metodei de calcul a normei CIPW, în care potasiul din biotit (ce este un mineral abundent în granitele porfiroide de Tismana) este recalculat tot ca component Or, probele suferind astfel o deplasare spre dreapta; eliminarea acestui efect, discutat de altfel în cazul diagramei QAbOr și de Barth (1966), ar duce la proiectarea probelor la stânga liniei cotectice ce separă plagioclazul de feldspatul potasic, în acord cu observațiile microscopice. Pe de altă parte, cele patru analize situate în domeniul în care cuarțul este primul mineral leucocrat cristalizat indică fie: a) o estimare la valori puțin prea coborâte pentru Q a liniei cotectice cuarț — feldspati pentru $P_{H_2O} = 5$ kb și Ab/An = 2,2, o mică corecție ducind la apariția sub această linie a tuturor proiecțiilor; b) fie o realitate, în anumite zone o concentrație puțin mai mare a SiO_2 permițând cristalizarea cuarțului ca prim mineral salic; c) fie o estimare greșită a P_{H_2O} , la valori sub circa 3,5 ale acesteia linia cotectică cuarț — feldspati depășind analizele menționate, ce apar astfel în câmpul plagioclazului. În lipsa unor date experimentale mai concludente, acceptăm prima ipoteză ca cea mai probabilă.

Pe baza acestor considerații, și cu rezervele de mai sus, apreciem că plagioclazul este primul mineral salic ce cristalizează în granitele porfiroide de Tismana; temperatura la care acest mineral începe să se formeze este

⁴⁵ După von Platen (1965), reprezentarea din figura 28 este de fapt proiecția pe fața Q-Ab-Or a planului Q-An₂₀-Or din figura 55, în care sint cuprinse, în majoritate, punctele figurative ale granitoidelor de Tismana analizate.



puțin mai coborâtă decât 850°C — valoare indicată de datele experimentale pentru o compoziție $\text{Ab}_{70}\text{An}_{30}$ și $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5-6 \text{ kb}$ (Pl_{Gr} în figura 54) — datorită reducerii temperaturilor de cristalizare în sistemul Ab-An-Or-Q în raport cu sistemul binar Ab-An , fiind astfel probabil în jur de 800°C . Pe măsură ce cristalizează plagioclazul, lichidul rămas se îmbogățește în Or și Q, ajungând la un moment dat la o compoziție a cărei proiecție atinge suprafața de echilibru cea mai apropiată, probabil suprafața ce separă plagioclazul de cuarț (cuarțul apărând frecvent inclus în feldspatul potasic, este de presupus că compoziția lichidului rezidual migrează către suprafața cuarț — feldspați), din care moment începe să cristalizeze și cuarțul. Odată cu îmbogățirea relativă în componenta potasică a lichidului rămas, proiecția acestuia se deplasează pe planul cuarț — feldspați până ce atinge linia cotectică a sistemului An-Ab-Or-Q , când începe să se formeze și feldspatul potasic; următoarele cristalizări au loc pe seama unui lichid rezidual ce se proiectează pe linia cotectică în apropierea minimumului sistemului, care la $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kb}$ indică o temperatură de aproximativ 650°C (Winkler, 1966). Aceste lichide reziduale potasice, cu temperatură relativ scăzută și conținut în apă ridicat (datorită faptului că o bună parte din masa inițială a cristalizat ca plagioclaz și cuarț, apa se concentrează în lichidul rezidual) au o mobilitate ridicată, putând migra pe distanțe decimetrice până la metrice în enclavele de sisturi cristaline sau de granitoide echigranulare, dând megacrystalele descrise în capitoul IV-E); și în cadrul granitelor porfiroide ele au o acțiune metasomatică, reacționând cu mineralele formate anterior și dând astfel aspecte de automelasomatoză: coroane mirmekitice, pete antipertitice, pătrunderi ca apofize ale feldspatului potasic și incluziuni de plagioclaz în microclin, orientate cu planul (010) paralel cu cel al feldspatului potasic, sau incluziuni de cuarț în microclin.

Și sub temperatura de circa 650°C au loc fenomene importante în geneza granitelor porfiroide de Tismana, fenomene ce au însă un caracter subsolidus. Astfel, în cadrul feldspatului potasic, pentru care am apreciat o compoziție globală în jur de $\text{Or}_{70}\text{Ab}_{30}$, la o temperatură de circa 600°C (după diagrama dată de Tuttle și Bowen, 1958) se intersectează curba solvus a feldspatilor alcalini, începând exsoluția pertitelor. În continuare, la temperaturi sub 525°C (Goldsmith și Laves, 1954 a), începe ordonarea Si-Al a feldspatului potasic, ordonare ce atinge, datorită vitezei mici de răcire a masivului, un caracter complet, feldspatul potasic fiind un microclin-pertit maxim cu triclinicitate 1. În paralel, și plagioclazul suferă o ordonare Si-Al asemănătoare, căpătând starea structurală a plagioclazilor de temperatură joasă.

Tot la aceste temperaturi coborâte, de ordinul a 400°C , are loc și metamorfismul hidrotermal al paragenazelor de temperatură înaltă din granitoidele de Tismana, datorită cantității mari de volatile rămase libere după cristalizarea mineralelor primare. În aceste condiții, aproape întotdeauna, are loc cloritizarea biotitului și decalcifierea plagioclazilor, ce se transformă, parțial sau total, într-un agregat de minerale din grupa epidotului și albit; probabil datorită potasiului liberat de cloritizarea biotitului, pe feldspați apar frecvent paiete fine până la medii de muscovit. În afara acestor pseudomorfoze, granitoidele de Tismana sînt adesea străbătute de filonașe submilimetrice la mili-



metrice de albit \pm cuarț \pm prehnit \pm pistazzit \pm calcit \pm clorit ; extrem de rar, această activitate hidrotermală conduce la apariția unor cantități infime de pirită. În fine, la temperaturi sub circa 300°C, granitoidele de Tismana încep să reprezinte un sistem închis din punct de vedere K/Ar, difuzia spontană a argonului radiogen încetînd, astfel încît, cu o întîrziere greu de precizat (dar sigur considerabilă, de ordinul milioanei sau al zecilor de milioane de ani) față de momentul punerii în loc a magmelor, începe să funcționeze cronometrul K/Ar.

Uterior consolidării, masivul granitoid de Tismana, împreună cu cristalinelul în care este cantonat, a fost afectat de o serie de fenomene geologice. Astfel, mișcările tectonice (cadomiene tîrzii sau caledoniene) ce au produs falia Vîrfului lui Stan — Curmătura Oltețului, aducînd în contact tectonic formațiunile de Drăgășan și Lainici-Păiuș, duc, îndeosebi în vestul corpului, la apariția unor falii sau zone de laminare ; tot în acest moment se pun în loc și dyke-urile complexului filonian presilurian. Eroziunea catenei cadomiene continuînd în ritm rapid, în Paleozoicul inferior masivul ajunge să afloreze, dar transgresiunea ordovician superior — siluriană duce la submersiunea sa și la acumularea unor conglomerate cu elemente de granite porfiroide (Stănoiu, 1973 a). Fazele hercinice ce dau metamorfismul în faciesul șisturilor verzi al depozitelor paleozoice afectează puțin granitoidele de Tismana, conducînd (în parte) la o reîntinerire K/Ar a feldspaților potasici, prin pierderea argonului radiogen deja acumulat. În Paleozoicul superior regiunea este exondată, avînd loc o puternică eroziune în care formațiunile paleozoice sînt aproape complet îndepărtate ; în anumite zone (valea Șasa), s-au acumulat depozite continentale de vîrstă probabil permiană. Tot în această perioadă, posibil datorită mișcărilor saalice, are loc o întinerire aproape generală K/Ar a feldspaților potasici din granitoidele de Tismana, ce se înscriu pe o izocronă K/Ar de 240 mil. ani.

După ce și în Triasic nivelele apropiate de suprafață ale masivului de Tismana suferă o puternică alterație continentală, marcată îndeosebi prin oxidarea și migrarea fierului din mineralele melanocrate, în Jurasicul superior are loc o nouă submersiune și începe ciclul de sedimentare mezozoic (Pop, 1973). La începutul Terțiarului, în faza laramică, masivul Tismana este implicat, împreună cu întregul autohton danubian, în șariajul getic, ajungînd să suporte tectonic șisturile cristaline ale seriei de Sebeș-Lotru. După o nouă fază de eroziune, începînd din Tortonian, zona sa sudică a fost submersă și acoperită de depozite neogene, iar într-o fază tectonică neogenă a avut loc formarea grabenului Balta—Baia de Aramă și a celor mai noi falii ce afectează corpul de la Tismana.

După cum s-a putut observa, în concepția expusă mai sus, granitoidele de Tismana (granitoide echigranulare și granite porfiroide) sînt considerate roci consangvine, puse în loc simultan. Pe baza unor considerații termodinamice, am acceptat pentru granitoidele echigranulare o temperatură a magmei de circa 1100°C, cristalizarea mineralelor componente ale acestor roci avînd loc între circa 1050° și 800°C ; pentru granitele porfiroide s-a estimat o cristalizare între circa 900°C și 650°C, urmată de importante modificări mineralogice subsolidus. Această diferență a temperaturilor de cristalizare



explică relațiile de teren, în care șlirele mari de granitoide echigranulare au o granulație milimetrică, în timp ce volumele reduse enclavate în granitale porfiroide au o cristalinitate fină, datorată răcirii lor mai rapide în magma granitică cu temperatură mai scăzută.

Cercetări recente privind masivul Tismana (Pavelescu și Maria Pavelescu, 1962; R. Dimitrescu et al., 1963; Pavelescu și Dimitrescu, 1966; Răileanu et al., 1967) interpretează metasomatic geneza granitelor de Tismana. Sperăm că aceste pagini — în care, pe baza datelor de teren, microscopice și chimice, am discutat, în lumina cunoștințelor actuale privind fenomenele magmatice, formarea acestui pluton pe cale magmatică — vor arăta că și un punct de vedere mai tradițional, dar încă deosebit de fertil în petrologia corpurilor granitoide, poate fi argumentat și în acest caz.

BIBLIOGRAFIE

- Althaus E. (1967) The triple point andalusite—sillimanite—kyanite. *Contr. Miner. Petr.*, 16, 29.
- (1969) Experimental evidence that the reaction of kyanite to form sillimanite is at least bivariant. *Amer. J. Sci.*, 267, 4, 273.
- Anastasiu N. (1975) Studiul petrografic și geochimic al granitoidelor de Ogradena. *An. Inst. geol. geof.*, XLIX. București.
- Atkins F. B. (1969) Pyroxenes of the Bushveld Intrusion. South Africa, *J. Petrology*, 10, 222.
- Barth T. F. W. (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 42, 330.
- (1966) Aspects of the crystallisation of quartzofeldspathic plutonic rocks. *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 11, 209.
- Belière J. (1967) Le métamorphisme blastomylonitique: source possible de jus pegmatitique migrant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 90, 2, 185.
- Bercia I. (1968) Notă explicativă la foaia 1:200 000 Baia de Aramă. *Inst. geol. București*.
- Bercia Elvira (1975) Formațiunile cristalofiliene din sectorul românesc al Dunării (Banat—Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol. geof.* XLIII, 5. București.
- Berza T. (1972) Sisturi cristaline și roci granitoide între valea Tismanei și valea Bistriței (Munții Vulcan). *D.s. Inst. geol.*, LVIII/1, 79. București.
- (1975) „Seria clastică” și câteva probleme de stratigrafie și metamorfism ale formațiunilor cristalofiliene din partea externă a autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, 20. București.
- Gheorghiescu D. (1970) Asupra prezenței unor skarne mineralizate pe valea Tismanei. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, 15/2, 553. București.
- Medeșan Alexandrina, Gheorghiescu D. (1971) Calc amphiboles



- from skarns in the Tismana Valley (Southern Carpathians). *Rev. Roum. Géol. Géoph. Géogr., série Géol.*, 15/1, 101. București.
- Seghedi Antoneta (1975 a) Asupra prezenței distenului în complexul amfibolitic al seriei de Drăgșan din bazinul Motrului (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol. geof.*, LXI/1, 11. București.
- Seghedi Antoneta (1975 b) Complexul filonian presilurian din bazinul Motrului (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol. geof.* LXI/1, 131. București.
- Berza T., Udrescu Constanța, Medeșan Alexandrina (1975) Geochimia granitoidelor de Tismana. *D.s. Inst. geol. geof.*, LXII/1. București.
- Bleahu M., Bocaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian arc: a continental arc displaying the features of an „island arc”. *J. Geoph. Research*, 78, 5025.
- Binns R. A., Long J. V. P., Reed S. J. B. (1963) Naturally occurring members of the clinostatite—clinoferrrosilite mineral series. *Nature*, 198, 777.
- Bown M. G., Gay P. (1959) The identification of oriented inclusions in pyroxene crystals. *Amer. Miner.*, 44, 592.
- Burri C. (1959) Petrochemische Berechnungsmethoden auf equivalenter Grundlage. Birhäuser Verlag, Basel und Stuttgart.
- Carmichael I. S. E. (1963) The crystallisation of feldspar in volcanic acid liquids. *Quart. Geol. Soc. London*, 119, 95.
- Codarcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol.*, XX, 1, București.
- Răileanu Gr., Pavelescu L., Gherasi N., Năstăsescu S., Borgia I., Mercus D. (1961) Privire generală asupra structurii geologice a Carpaților Meridionali dintre Dunăre și Olt. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V*, Inst. geol. București.
- Pavelescu L. (1963) Considérations sur la genèse des roches granitoïdes de l'Autochtone danubien des Carpates Méridionales. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V*, 1961, II, 9.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussmann J. (1962) Rock-forming minerals. Longmans, London.
- Dessila-Codarcea Marcela, Savu H. (1967) Cu privire la interpretarea geologică a datelor obținute prin metoda K/Ar în Carpații Meridionali. *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, 12/2, 351, București.
- Didier J. (1964) Étude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 23.
- Dodge F. C. W., Smith V. C., Mays R. E. (1969) Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Petrology*, 10, 2.
- Drăghici C. (1962) Structura geologică a platoului Mehedinți între Izverna—Cloșani—Padeș—Baia de Aramă—Ponoare. *D.s. Com. Geol.* XLVIII, 203. București.
- (1965) Sedimentarul autohton dintre Cloșani și Obârșia—Godeanu (Podișul Mehedinți). *D.s. Com. Geol.*, LI/1, 223. București.
- Drăghiceanu M. (1885) Mehedinții. Studii geologice, tehnice și agronomice. București.
- (1890) Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Königreiches Rumänien. *Jahr. der. K. K. geol. Reichsanstalt*, 40/2, Wien.



- Drescher-Kaden F. K. (1969) Granit Probleme. Academic Verlag, Berlin.
- Duchesne J. C. (1970) Microtextures of Fe-Ti oxide minerals in the South Rogaland anorthositic complex (Norway). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 93, III, 527.
- Filipescu M. G. (1931) Rezultatele cercetărilor geologice ale lui D. Roman în regiunea Baia de Aramă—Valea Cernei. După note inedite. *D.s. Inst. Geol.*, XVIII. București.
- Forbes W. C. (1972) An interpretation of the hydroxyl contents of biotites and muscovites. *Miner. Mag.*, 38, 298, 712.
- Foster M. D. (1960) Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. *Prof. Paper U. S. Geol. Surv.*, 354—B.
- Georgescu M. (1969) Complexul de Recii din Munții Paring. *Bul. soc. șt. geol. Rom.*, XI, 283. București.
- Gherasi N. (1937) Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu (Carpates Méridionales). *An. Inst. Geol.*, XVIII, 1. București.
- Gherasi N., Zimmermann Voichița, Zimmermann P. (1968) Structura și petrografia șisturilor cristaline din partea de N a munților Țarcu (Banatul de est). *D.s. Inst. geol.*, LIV/1, 55. București.
- Ghika-Budești Șt. (1934) Études géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol.*, XVI, 419. București.
- (1937) Le deuxième groupe cristallin et ses granites dans la région entre la Latorița et l'Oltet (Carpates Méridionales). *D.s. Inst. Geol.*, XXI, 5. București.
- (1940) Les Carpathes Méridionales centrales. Recherches pétrographiques et géologiques entre le Paring et le Negoii. *An. Inst. Geol.*, XX, 175. București.
- Giușcă D., Pavelescu L. (1955) Contribuții la studiul masivelor granitice de Sușița și Tismana. *Comun. Acad. R.P.R.*, V/3. București.
- Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Succesiunea ciclurilor tectono-magmatice prealpine pe teritoriul României. *Bul. soc. șt. geol. Rom.*, XI, 163. București.
- Gokhale N. W. (1968) Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites. *Bull. Soc. Géol. Finl.*, 40, 107.
- Goldsmith J. R., Laves F. (1954 a) The microcline—sanidine stability relations. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 5, 1.
- Laves F. (1954 b) Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 6, 100.
- Graindor M. S. (1965) Plissements assyntiens, baïkaliens, cadomiens. *Bull. Soc. Géol. France*, 7e série, VII, 93.
- Hatch F. H., Wells A. K., Wells M. K. (1961) Petrology of the Igneous Rocks. George Allen & Unwin Ltd. London.
- Haskin L. A., Frey F. A., Wildeman T. R. (1968) Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. In: Origin and distribution of the elements. Ed. L. H. Ahrens, *Intern. Ser. Monograph. Earth Sci.*, 3, 889.
- Heinrich E. W. (1946) Studies in the Mica group: the biotite phlogopite Series. *Amer. J. Sci.*, 244, 836.
- Herz N., Savu H. (1974) Plate Tectonics History of Romania. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 1429.
- Hess H. H. (1960) Stillwater igneous complex. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 80.
- Holdaway M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.*, 271, 2.



- Iancu Viorica (1974) Considerații privind geologia formațiunilor metamorfe și a rocilor granitoide asociate din zona Virful lui Stan — pîrîul Paltinului (Munții Cernei). *D. S. Inst. geol.*, LX/1, 87, București.
- Inkey B. von (1891) Die Transsylvanischen Alpen vom Rotenturmpasse bis zum Eisernen Tor. *Math. u. Naturw. Ber. Ungarn.*, IX, 20.
- Ionescu-Bujor D. (1911 a) Granitul de Sușița. București.
- (1911 b) Incluziuni de corneeană cordieritică cu andaluzită din granitul de Sușița. *Anal. Acad. Rom. Mem. Sect. St., seria II*, XXXIV, București.
- Jaeger J. C. (1957) The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. *Amer. J. Sci.*, 255, 306.
- Kanisawa S. (1972) Coexisting biotites and hornblendes from some granitic rocks in southern Kitakami Mountains, Japan. *J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 67, 10, 332.
- Kasper U. H. (1973) Studiul mineralogic și geochemic al rocilor granatiferă din cristalinul Carpaților Orientali și Meridionali. Rezumatul tezei de doctorat, Iași.
- Krank E. H., Oja R. V. (1960) Experimental studies of an anatexis. *Intern. Geol. Congr.*, XXI, Norden, XIV, 16.
- Larsen E. S. (1945) Time required for the crystallisation of the great batholith of Southern and Lower California. *Amer. J. Sci.*, 243 A, 399.
- Laves F., Viswanathan K. (1967) Relations between the Optic Axial Angle and Triclinicity of Potash Feldspars, and their Significance for the Definition of „Stable“ and „Unstable“ States of Alkali Feldspars. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 47/1, 147.
- Leterrier J. (1972) Étude pétrographique et géochimique du Massif granitique de Quérigut (Ariège). *Sci. de la Terre, Mém.*, 23, Nancy.
- Luth. W. C. (1969) The systems $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2$ to 20 kb and the relationships between $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and P_{total} in granite magmas. *Amer. J. Sci.*, 267 A, 325.
- Manolescu G. (1937 a) Étude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates Méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol.*, XVIII, 79, București.
- (1937 b) Studiu geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom. Mem. Sect. St. seria III*, XII, 6, București.
- MacKenzie W. S., Smith J. V. (1961) Experimental and geological evidence for the stability of alkali feldspars. *Inst. L. Mallada Curs. y Conf.*, VIII, 53.
- Marfunin A. C. (1961) Zavisimosti opticeskoi orientirovki kali-natrievih polevili spatov ot razlicnih factorov. *Izv. Acad. Nauk. SSSR, seria gheol.*, 2, 59.
- Marmo V. (1967) On granites; a revised study. *Bull. Com. Géol. Finl.*, 227, 1.
- Mărunțiu M. (1976) Asupra prezenței distenului în metamorfitele seriei de Ielova (Banatul de sud). *D.s. Inst. geol. geof.*, LXII/1, București.
- McBirney A. R. ed. (1969) Proceedings of the Andesite Conference. *State of Oregon. Dept. Geol. Mineral. Ind.* Portland.
- Medeșan Alexandrina, Berza T. (1974) Notă asupra lizarditului de pe valea Tismanei. *Stud. cercet. geol. geof. geogr., seria geol.*, 19, 93, București.
- Mehnert K. (1968) Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam.
- Misch P. (1949) Metasomatic granitization of batholithic dimensions, part I. *Amer. J. Sci.*, 247, 4, 209.
- Miyashiro A. (1972) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Amer. J. Sci.*, 272, 629.



- Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vişdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ionciacă Magdalena, Tiepac I. (1975) Date geocronologice obţinute pentru formaţiuni cristalofiliene şi masive eruptive din România. *D.s. Inst. geol. geof.*, LXI/5, 85. Bucureşti.
- Mrazec L. (1895) Considérations sur la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bull. Soc. Sci. Phys.* Bucarest, 5—6.
- Mrazec L. (1896 a) Contribution a l'étude pétrographique des roches de la zone centrale des Carpathes du sud. *Bull. Soc. Sci. Phys.* Bucarest, 1—2.
- (1896 b) Note sur la géologie de la partie sud du haut plateau de Mehedinţi. *Bull. Soc. Sci. Phys.* Bucarest, 12.
- (1897) Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Arch. Sci. Phys. Nat.* Genève, III.
- (1898) Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. I. Partea de E a Munţilor Vulcan. Bucureşti.
- (1899) Despre clasificarea cristalinului din Carpaţii Meridionali. *Bul. Soc. Sci. Bucuresti*, VIII/6.
- (1904) Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *C.R. IX Congr. Géol. Intern.*, 1903, Vienne.
- Murgoci G. (1905) Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. *C.R. Acad. Paris*, 31, VII, 1905.
- Mutihaç V. (1964) Stratigrafia şi structura geologică a Sedimentarului danubian din nordul Olteniei (între valea Motrului şi valea Jiului). *D.s. Com. Geol.*, L/2, 277. Bucureşti.
- Năstăsescu S. (1973) Notă preliminară privind Paleozoicul anchimetamorfic (formaţiunea de Oslea) din Carpaţii Meridionali. *D.s. Inst. geol.*, LIX/4, 71. Bucureşti.
- (1976) Conglomeratele de Retezat, un reper stratigrafic în corelarea formaţiunilor paleozoice din estul Carpaţilor Meridionali. *D.s. Inst. geol. geof.*, LXII/5. Bucureşti.
- Newall G., Rast N. ed. (1970) Mechanism of Igneous Intrusion. The Seel House Press, Liverpool.
- Nilssen B., Smithson S. B. (1965) Studies of the Precambrian Herefoss granite. I. K-feldspar obliquity. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 45, 367.
- Nockolds S. R. (1947) The relation between chemical composition and paragonesis in the biotite micas of igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 245, 401.
- Allen R. (1954) The geochemistry of some igneous rock series. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 4, 105.
- Osborn E. F. (1959) Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Amer. J. Sci.*, 257, 609.
- Paliuc G. (1937) Étude géologique et pétrographique du massif du Paring et des Munţii Cimpii (Carpathes Méridionales). *An. Inst. Geol.*, XVIII, 173. Bucureşti.
- Pavelescu L. (1953) Studiul geologic şi petrografic al regiunii centrale şi de Sud-Est a Munţilor Retezatului. *An. Com. Geol.*, XXV, 119.
- (1963) Contributions a l'étude du soubassement cristallin et l'aire de distribution des différentes formations cristallophyliennes dans la partie centrale et orientale de l'Autochtone danubien. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V*, 1961, II, 167.
- Pavelescu Maria (1962 a) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Cloşani — Muntele Oslea. *D.s. Com. Geol.*, XLVIII, 153. Bucureşti.



- Pavelescu Maria (1962 b) Cercetări geologice și petrografice în regiunea Tismana — V. Bistrița. *D.s. Com. Geol.*, XLVIII, 177. București.
- Pavelescu Maria (1964 a) Geologia și petrografia văii Jiului Românesc între Oslea și Petroșeni. *An. Com. Geol.*, XXXIII, 45. București.
- Pavelescu Maria (1964 b) Cercetări geologice și petrografice în capătul de est al Autohtonului Carpaților Meridionali. *D.s. Com. Geol.*, L/1, 61. București.
- Pavelescu Maria (1970) Cercetări geologice și petrografice în zona mediană a Carpaților Meridionali. *An. Inst. geol.*, XXXVIII, 181. București.
- Pavelescu Maria, Bercia I., Bercia Elvira (1964) Cercetări petrografice și structurale în defileul Jiului între Bumbești și Iscroni. *D.s. Com. Geol.*, L/1, 43. București.
- Dimitrescu R. (1966) Contribuții la studiul structurii și genezei masivului granitic de Tismana. *D.s. Com. Geol.*, LII/1, 95. București.
- Peikert E. W. (1963) Biotite variations as a guide to petrogenesis of granitic rocks in the Precambrian of northeastern Alberta. *J. Petrology*, 4, 432.
- Platen H. von (1965) Experimental anatexis and genesis of migmatites. In: Controls of metamorphism, W. S. Pitcher and G. W. Flinn ed., Oliver and Boyd, Edimburgh.
- Poldervaart A. (1956) Zircon in rocks. 2) Igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, 254, 521.
- Pop Gr. (1973) Depozitele mezozoice din Munții Vilcan (Carpații Meridionali). Ed. Acad. RSR, București.
- Berza T., Stănoiu I., Hîrtopan I. (1975) Harta geologică a României la scara 1 : 50 000. Foaia Tismana. Inst. geol. geof. București.
- Raguin G. (1957) Géologie du granite. Masson et Cie éd. Paris.
- Rankama K., Sahama Th. (1950) Geochemistry. University Press, Chicago.
- Rankin D. W. (1967) Axial angle determinations in Orville's microcline — low albite solution series. *Amer. Miner.*, 52, 414.
- Rădulescu D. P. (1965) Determinarea mineralelor cu ajutorul metodei universale Fedorov. *St. tehn. econ., seria 1*, 2. București.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155.
- Răileanu Gr., Bercia I., Pop Gr. (1967) Asupra vîrstei unor roci granitoide din munții Vilcan (Carpații Meridionali). *D.s. Com. Geol.*, LIII/1, 127.
- Read H. H. (1957) The Granite Controversy. Murby, London.
- Reynolds D. C. (1946) The sequence of geochemical changes leading to granitization. *Geol. Soc. London Quart. J.*, 102, 389.
- Richardson S. W., Gibert M. C., Bell P. M. (1969) Experimental determination of kyanite—andalusite and andalusite—sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, 267, 4.
- Russo Doina, Berza T., Iancu Rosette (1973) Petrologia zonei de vest a masivului banatic de la Bocșa. *D.s. Inst. geol.*, LIX/1, 65. București.
- Savu H. (1970) Structura plutonului granitoid de Sușița și relațiile sale cu formațiunile autohtonului danubian (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol.*, LVI/5, 125. București.
- (1972) Relația de timp și spațiu dintre cutarea seriei de Lainici-Păiuș și intruziunea granitoidelor tardeogene din regiunea Cărpiniș — Novaci. *D.s. Inst. geol.*, LVIII/5, 97. București.



- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972 a) Studiul petrologic și geochimic al granitoidelor sinorogene și tardeorogene din zona plutonului de Sușița (Carpații Meridionali). *An. Inst. geol.*, XXXIX, 257.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1972 b) Geneza granitoidelor și sisturilor cristaline din regiunea valea Sadului — Stăncești (Munții Paring). *D.s. Inst. geol.*, LVIII/1, 1975. București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973 a) Faciesurile granitoidelor din plutonul tardeorogen de la Cărpiniș — Novaci, petrologia și geochimia lor. *An. Inst. geol.*, XL, 225. București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1973 b) Granitoidele și sisturile cristaline de pe versantul sudic al munților Paring (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol.*, LIX/1, 101. București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1974) Pétrologie et géochimie des migmatites artéritiques de l'autochtone danubien (Carpathes Méridionales). *D.s. Inst. geol.*, LX/1, 123. București.
- Schuster A. C., Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța, Mărunțiu M. (1976) Studiul petrologic, geochimic și structural al granitoidelor din zona centrală și nordică a munților Paring. *D.s. Inst. geol. geof.*, LXII/1, 263. București.
- Săndulescu M. (1975) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. France, 7e série*, XVII, 3, 299.
- Schuster A. C. (1972) Considerații asupra evoluției domeniului danubian — Carpații Meridionali. *D.s. Inst. geol.*, LVIII/5, 151. București.
- (1973) Rocile metacarbonatice și skarnele din bazinul superior al văii Oltețului (Carpații Meridionali). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria geol.*, 18/1, 87. București.
- Semaka A. (1963) Despre vîrsta formațiunii de Schela. *Asoc. Geol. Carp. Balc. Congr. V*, 1961, III/2, 165.
- Seclăman M., Arsenescu V. (1974 a) Observații petrografice și tectonice asupra corpului de granitoide de la Novaci. *Ses. com. șt. Univ. București*, mai 1974.
- Arsenescu V. (1974 b) Albitizarea granitoidelor din Paring. *Ses. com. șt. Univ. București*, mai 1974.
- Shaw H. R. (1965) Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *Amer. J. Sci.*, 263, 120.
- Smith J. V., MacKenzie W. S. (1961) Atomic, chemical and physical factors that control the stability of alkali feldspars. *Inst. L. Mallada Curs. y Conf.*, VIII, 39.
- Solomon I., Visarion Adina, Iordan Magdalena (1976) Considerații asupra formațiunilor cristalofiliene și anchimetamorfice din munții Vilcan și munții Retezat (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol. geof.*, LXII/5. București.
- Soroșiu M., Popescu G., Gherasi N., Arsenescu V., Zimmermann P. (1970) K-Ar Dating by Neutron Activation of some Igneous and Metamorphic Rocks from the Southern Branch of the Roumanian Carpathians. *Ecl. Geol. Helv.*, 63/1, 323.
- Popescu G., Kasper U. H., Dimitrescu R. (1972) Notă preliminară asupra geocronologiei cristalinului danubian. *An. șt. Univ. Iași (serie nouă), sect. II, b, geol.*, XVIII, 135. Iași.
- Stan N. (1970) Migmatitele de pe valea Sușița Verde și valea Porcului (Munții Vilcan). *D.s. Inst. geol.*, LVI/1, 169. București.



- (1977) Feldspathisation Processes in the Cristalline Lainici-Păiuș Series (Vilcan Mountains — Rumania). *An. Inst. geol. geof.*, LII. București.
- Stănoiu I. (1972) Încercare de reconstituire a succesiunii Paleozoicului din partea externă a autohtonului danubian, cu privire specială asupra regiunii de la Obîrșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol.*, LVIII/4, 57. București.
- (1973 a) Considerațiuni asupra formațiunilor paleozoice din regiunea Vîrfului lui Stan — Piatra Cloșani (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol.*, LIX/5, 93. București.
- (1973 b) Zona Mehedinți — Retezat: o unitate paleogeografică și tectonică distinctă a Carpaților Meridionali. *D.s. Inst. geol.*, LIX/5, 127. București.
- (1976) Contribuții la stratigrafia formațiunilor paleozoice din versantul nordic al munților Vilcan (Carpații Meridionali) cu implicații asupra părții externe a autohtonului danubian. *D.s. Inst. geol. geof.*, LXII/5. București.
- Iliescu Violeta (1976) Precizări asupra stratigrafiei formațiunilor paleozoice de la Obîrșia văii Motru (Carpații Meridionali). *D.s. Inst. geol. geof.*, LXII/4. București.
- Ștefănescu S. (1888) Memoriu relativ la geologia județului Mehedinți. *An. Biur. Geol.* 3.
- Streckeisen A. (1930) Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Olului și Valea Jiului. *D. S. Inst. Geol.* XVII, 69.
- (1931) Cercetări geologice în Podișul Mehedinți. *D.s. Inst. Geol.* XVIII, 103.
- (1934) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *An. Inst. Geol.* XVI, 327.
- (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, 2—3.
- (1974) Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. *N. Jb. Miner. Mh.*, 4, 149.
- Tobi A. C. (1961) Pattern of plagioclase twinning as a significant rockproperty. *Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Proc., Series B*, 64/4, 576.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. tehn. București.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. (1958) Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 74.
- Vidal Ph. (1974) La signification des données radiométriques dans les domaines poly-orogéniques. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. *Conf. Liblice 1972*. Praga.
- Vlasov K. A. (1964) Geohimia, mineraloghia i geneticeskie tipî mestorojdenii redkih elementov. Tom 1. Izd. Nauka, Moskva.
- Winkler H. G. F. (1966) La genèse des roches métamorphiques. Ed. Ophrys. Paris.
- (1970) Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. *N. Jb. Miner.*, 5.
- Wones D. R., Eugster H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *Amer. Miner.*, 50, 127.
- Yoder H. S., Tilley C. E. (1962) Origin of basalt magmas. *J. Petrology*, 3, 342.



MINERALOGICAL AND PETROGRAPHICAL STUDY OF THE TISMANA GRANITOID MASSIF

(Summary)

The Tismana massif holds a special position in the province of the granitoid bodies associated with the crystalline basement of the South Carpathians autochthon, due to its chemical, mineralogical and petrographical complexity. Although the first petrographical study on the Tismana granitoids dates from before the first World War, their genesis is still under discussion, the Tismana massif being one of the numerous bodies disputed between the theories based on the metasomatic supply and those which suppose the presence of magmas. The results obtained are in favour of the magmatic origin of the massif (the metasomatic phenomena having only a secondary and local importance), according to the general regress of the metasomatic theory of the granitic batholite formation. Starting from the necessity of understanding the Tismana massif within its geological setting, the research of the surrounding crystalline terrains led us to the study of the Lainici-Păiuș formation, and then to the Drăgșan formation. These data are presented in detail in the chapter on the regional geological setting.

I. The Regional Geological Setting

A. The Precambrian Infrastructure of the External Part of the Danubian Autochthon

The Drăgșan and Lainici-Păiuș formations, which constitute the mesometamorphic crystalline basement of the external part of the Danubian domain, are described within the Precambrian Infrastructure.

1. The Drăgșan Formation

South of the Cerna-Petroșani fault, the crystalline schists of the Drăgșan formation develop in the Culmea Cernei ridge, the northern slope of the Vilcan and Paring Mts, as a strip of about 120 km long and 5–15 km wide, parallel to the southern border of the South Carpathians. In this zone, it forms an anticline (Manolescu, 1937 b) with the northern flank limited by the Cerna-Petroșani fault and the southern one, well developed, in which the amphibolite complex (DG 1) and the micaceous gneisses complex (DG 2) can be distinguished.

The amphibolite complex, about 3000 m thick, represents the most important subunit, from the volumetric viewpoint, of the Drăgșan formation. It is formed, in a frequency order, of amphibolic gneisses, amphibolites, biotitic gneisses, quartz-feldspathic gneisses, micaceous gneisses, gneisses with disthene and staurolite, diopside gneisses, serpentinites and crystalline limestones.

The micaceous gneisses complex is much thinner; it has a visible thickness ranging from 100 to about 300 m. From the petrographic point of view, it is homogeneous, being formed of micaceous gneisses and micaschists resembling the intercalations of this type which occur at various levels in the DG 1 complex; as they are more developed they have been separated into a distinct complex.



From the viewpoint of the premetamorphic material the amphibolite complex is considered to be the metamorphic equivalent of an ophiolitic volcano-sedimentary complex and the micaceous gneiss complex represents a metamorphosed clayey complex.

On the basis of the lithostratigraphic and metamorphic comparison with the meso-metamorphic formations of the Banat autochthon (Bercia and Elvira Bercia, 1975) as well as of the phitoplanktonic associations determined by Visarion (r 1975) within the former, the Drăgșan formation is assigned to the Upper Precambrian (Rifean ?).

The Drăgșan formation is polymetamorphic, being affected, in different sectors, by one, two or three phases of metamorphism. In the order of their succession these are, as follows : progressive regional metamorphism in the almandine amphibolite facies, staurolite-almandine subfacies ; thermal and metasomatic metamorphism — in the vicinity of the Paring and Culmea Cernei granitoid massifs ; retromorphism in the greenschist facies — on certain tectonic alignments or in the neighbouring zones with a Paleozoic superstructure.

The index minerals and the index parageneses which allow the assignment of the regional metamorphic phase to the staurolite-almandine subfacies are, as follows : staurolite, disthene + staurolite, andesine + hornblende + almandine, diopside + plagioclase. We consider that this phase of metamorphism is due to the Cadomian orogenesis, but we cannot specify any of the phases of this orogenesis. According to Paliuc (1937), the phase of thermal metamorphism is characterized by the appearance, in the same zone, of sillimanite and diopside + calcite paragenesis, while muscovite is stable, and the anatexis phenomena are missing. As the age of this phase of metamorphism is implicitly that of the Paring and Culmea Cernei granitoids, we assign it to the Cadomian orogenesis, as well. The third main phase of metamorphism which affected the Drăgșan formation is a retromorphism in the greenschist facies. However, two phases of the Paleozoic retromorphism of the Drăgșan formation can be distinguished : a dynamic pre-Silurian phase, on account of the movements producing the Virful lui Stan-Curmătura Oltețului fault, and a regional Hercynian one. The conditions of pressure and temperature under which, according to Winkler (1970), the above-mentioned phases of metamorphism took place are given in Figure 1.

2. The Lainici-Păiuș Formation

The crystalline schists of the Lainici-Păiuș formation constitute the southern slope of the Paring and Vilcan Mts, the south-eastern part of Culmea Cernii and the crystalline basement of the autochthon from the east of the Mehedinți Plateau. Based on the major structure of the Lainici-Păiuș formation — a northern and a southern anticlinorium, with graphite metapelites and crystalline limestones, separated by a synclinorium with quartzites and biotite gneisses — one can distinguish, from bottom to top, the carbonate-graphite complex (LP 1) and the quartzite and biotite gneiss complex (LP 2).

The carbonate-graphite complex, about 1000 m thick, is constituted of micaceous gneisses with graphite \pm garnet \pm cordierite \pm andalusite \pm sillimanite \pm corundum, crystalline limestones and dolomites, calcschists, biotite quartzites with garnet and amphibolites, with subordinated intercalations of feldspathic quartzites, biotite quartzites, quartz-feldspathic gneisses and biotite gneisses.

The quartzite and biotite gneiss complex, about 2000 m thick, is the most developed and representative of the Lainici-Păiuș formation. It is constituted of an



alternance of quartzites, feldspathic quartzites, biotite quartzites, biotite gneisses and quartz-feldspathic gneisses, with scarce intercalations of micaceous gneisses with graphite, crystalline limestones and dolomites, and calcschists.

As regards the nature of the premetamorphic material, the carbonate-graphite complex is the metamorphic equivalent of a complex of mainly bituminous clays, with important calcareous levels, meanwhile the quartzite and biotite gneiss complex represents a flysch-like complex formed of arkosian sandstones, oligomictic sandstones, arkoses and clays.

The Lainici-Păiuș formation is considered Upper Precambrian in age, being penetrated by the Tismana and Sușița granitoid massifs with a K/Ar model age of minimum 540 mil. years.

On the basis of the identified parageneses, of the field aspects as well as of the literature data, we consider the Lainici-Păiuș formation as polymetamorphic, the number and the types of metamorphism being not completely clarified at present. Before tackling this problem, it is necessary to present the main characteristic of this formation, that is the significant part of the granitoid material within it, represented by a migmatic sequence and by granitoid massifs. The migmatic sequence which affects the whole Lainici-Păiuș formation (from relatively weakly migmatized zones, with scarce centimetric injections, to hectometric zones of nebulitic granitoids with scarce crystalline septa) is complex; it is formed of nebulitic granitoids, proper migmatites and pegmatoid veins. The migmatic sequence is considered prior and independent of the granitoid massifs. More often it corresponds, from the petrographic standpoint, to granites constituted of almost equal proportions of quartz, plagioclase and potash feldspar, poor in melanocrate minerals. The granitoid massifs of Busești, Tismana, Frumosu, Bilita, Sușița, Suseni, Bratcu, Reci, Stăncești and Cărpiniș-Novaci are also emplaced into the Lainici-Păiuș formation. Cumulating the surface of these massifs with the migmatite sequence, it results that about two thirds of the area occupied by the Lainici-Păiuș formation belongs to granitoids, the crystalline schists representing, in fact, only remnants of their roof.

Coming back to the metamorphism of the Lainici-Păiuș formation, the existence (in its rocks) of two distinct parageneses is to be mentioned: a high-temperature paragenesis and a low-temperature paragenesis which replaces, partly or totally, the former one. The high-temperature minerals and mineral associations are, as follows: sillimanite, andalusite, corundum, cordierite and the parageneses andesine + hornblende \pm almandine, diopside + calcite, forsterite + calcite. They have been identified in numerous points, but always on account of the roof nature of the formation, at a distance of some hundred metres or some kilometres from the granitoid massifs, or in intensely migmatized zones. Manolescu (1937 a) was right when he considered the Lainici-Păiuș formation „an immense contact aureole”; so is Savu (1970, 1972) who describes a „synkinematic contact metamorphism”. Contrary to Savu (1970, 1972), who considers that after the sillimanite zone there follows, in the regions farther from the granitoid massifs, the zones with garnet or biotite, we consider that, in these areas, the metamorphism took also place in the amphibolite facies, the regional character of the andesine + hornblende \pm almandine and diopside + calcite parageneses being in favour of our opinion. The synkinematic contact metamorphism of the Lainici-Păiuș formation is considered to have developed under the conditions of the cordierite-amphibolite facies, the sillimanite-cordierite-muscovite-almandine and andalusite-cordierite-muscovite



subfacies. As the age of this metamorphism is implicitly that of the granitoid massif, the Cadomian orogenesis may be, therefore, its cause.

The high-temperature paragenesis is generally replaced, partly or even totally, by a low-temperature paragenesis referred to an autoretromorphism (Savu, 1970), related to the solutions given by granitoids, to a pre-Silurian dynamic retromorphism due to the movements which gave rise to the Virful lui Stan—Curmătura Oltețului fault (Berza, 1975), as well as to the Hercynian regional metamorphism (Savu, 1970).

3. The Relationship between the Drăgșan and the Lainici-Păiuș Formations

The relationship in space and time between the two crystalline formations constituting the crystalline basement of the external part of the Danubian autochthon has been differently interpreted. None of the three possibilities stated by the research workers (an older Drăgșan formation, an older Lainici-Păiuș formation, interfingering synchronous formations) can be positively proved or invalidated at present, as there are no convincing paleontologic or radiometric datings and the tectonic relationship between them requires indirect arguments. On the basis of such indications we consider the hypothesis of the previousness of the Drăgșan formation as the most probable one.

The synchronism or heterochronism of the undergone metamorphisms constitutes another problem connected with these formations. The most current hypothesis — that of the metamorphic synchronism — cannot be regarded any longer as a unique metamorphism, but as paired metamorphic belts (Miyashiro, 1972), one of them with a high-pressure metamorphism (Drăgșan) and the other with a low-pressure metamorphism (Lainici-Păiuș). Accepting the hypothesis of the heterochronism of the regional metamorphic phases, the succession of events would be as follows: a) high-pressure regional metamorphism of the Drăgșan formation; b) low-pressure regional metamorphism of the Lainici-Păiuș formation and the emplacement of the granitoid massifs included in this formation (as well as of the Paring and Culmea Cernei plutons of the Drăgșan formation); c) the building up of the present structure by the lifting of the northern compartment, accompanied by a dynamic retromorphism; d) deposition of the Paleozoic formations; e) their metamorphosis under the conditions of the greenschists facies, parallel to a regional retromorphism of the Drăgșan and Lainici-Păiuș formations; f) alpine sedimentation and tectonics.

B. The Pre-Silurian Dyke Complex

The pre-Silurian dyke complex comprises the sequence of dykes and sills of porphyry or equigranular microdiorites, microgranodiorites and microgranites emplaced after the metamorphism and the granitization of the Lainici-Păiuș and Drăgșan formations, and before the deposition of the Valea Izvorului Silurian formation, during and directly connected with the movements which have caused the formation of the Virful lui Stan—Curmătura Oltețului fault.

C. The Paleozoic Superstructure of the External Part of the Danubian Autochthon

The non-metamorphosed or epimetamorphic formations, assigned to the Upper Ordovician-Lower Silurian, the Upper Silurian-Lower Devonian and to the Lower Carboniferous, of the Culmea Cernei and the Vilcan Mts, are briefly presented in this paper, according to data from the relevant literature.



II. The Tismana Granitoid Massif

In the west of the Vilcan Mts and east of the Mehedinți Plateau, the Tismana granitoid massif forms an ellipsoidal pluton, trending NE—SW, with the big axis of about 28 km and the small one of about 12 km. It is constituted of porphyroid granites (about 80 per cent of the massif) and equigranular granitoids, represented by diorites, quartz diorites, granodiorites, quartz monzodiorites and quartz monzonites.

Both at a small and at a medium scale, the form of the body is concordant with the structural directions of the Lainici-Păiuș formation in which the massif is emplaced; an interfingering of the massif with the crystalline schists and the migmatic granitoids associated with them are to be noticed in the zones where the margin of the pluton cannot be parallel to the direction of the crystalline schists. The apophyses of the Tismana granitoids are rare; when they appear, they are also concordant in the Lainici-Păiuș formation.

A. The Mineralogy of the Tismana Granitoids

Among the minerals constituting the Tismana granitoids, only potash feldspars, plagioclases, biotites, amphiboles and pyroxenes are described in detail in this paper.

The potash feldspar represents about 40 per cent of the porphyroid granites. It is the most abundant and characteristic mineral of these rocks. Starting from porphyroid granites and quartz monzonites, the rate of potash feldspar decreases in quartz monzodiorites and granodiorites, then in tonalites and quartz diorites, most of the diorites and some quartz diorites being completely devoid of potash feldspar (Fig. 20).

In porphyroid granites, potash feldspar forms centimetric crystals — usually of 2—4 cm but frequently reaching 5—6 cm, exceptionally 10—12 cm — macroscopically idiomorphous („dents de cheval”), tabular after (010), generally white-greyish, seldom black or pink. In equigranular granitoids, potash feldspar occurs as submillimetric or 1—2 mm anhedral crystals.

Considering the correlation between the $Ng : \perp (010)$ angle and triclinicity (Marfunin, 1961), the microscopic study of potash feldspars of the Tismana granitoids pointed to the following aspects:

a) In the porphyroid granites, the potash feldspar, no matter the colour, is a maximum microcline-perthite cross-twinned with $\Delta = 1$ and $-2V = 82^\circ$, corresponding to $Ab_{20}Or_{80}$; estimating 10 per cent from the volume for the perthitic exsolutions, the total composition of potash feldspar is of about $Ab_{30}Or_{70}$.

b) In the porphyroid granites in Topești facies (Chapter IV. B), the ovoidal, grey-blackish potash feldspar is apparently not cross-twinned, the perthitic exsolutions are more reduced and the Δ and $-2V$ values are variable.

c) In the equigranular granitoids, potash feldspar, when occurs in small amounts, is untwinned, without perthitic exsolutions and reduced Δ and $-2V$; when it occurs in a big amount, one can notice the cross-twinning and the formation of perthites, the Δ and $-2V$ reaching those of the maximum microcline.

From the structural viewpoint, using the correlation between the $Ng : \perp (010)$ angle and Δ (Marfunin, 1961), all the measurements have been projected in the $-2V : \Delta$ diagram (Laves and Vishwanathan, 1967), in the field of the „sanidine microcline” (Fig. 2), which indicate the existence of a triclinic material more disordered as regards the Al-Si distribution than the „maximum microcline”.



Plagioclases occur in all the Tismana granitoids. Parallel to the increase of their participation in the rock constitution, from porphyroid granites to diorites, one can notice a variation of the anorthite content graphically rendered in Figure 6.

The plagioclase sizes in different petrographic types vary very much. Thus, in the porphyroid granites the plagioclase crystals usually have 2—5 mm, but they can also reach 1—1.5 cm, whereas in the equigranular granitoids the plagioclase is of about 2 mm.

Unlike potash feldspars, plagioclases often show idiomorphous contours, especially when related to quartz. Likewise, in opposition with potash feldspars, always fresh, plagioclases are generally decalcified, as an albite full of clinozoisite, their determination being very rarely possible.

Biotite represents the melanocrate mineral of the Tismana granitoids, quantitatively the most important one. It occurs in high proportions in all the petrographic types: about 15—30 per cent of the rock in the equigranular granitoids and about 5—14 per cent in the porphyroid granitoids. The biotite crystals are of 1—3 mm; they have a lipidiomorphous habit and are black-coloured in the sample. Under the microscope, the cleavage is perfect after (001), the $\angle 2V$ angle is very small and the pleochroism is very striking according to the scheme: Ng, Nm — brown-reddish; Np — light yellow.

The biotites from 2 diorites, 1 tonalite, 3 granodiorites and 3 porphyroid granites have been separated and underwent chemical and spectrographical analyses.

In the analysed biotites, the $Mg/Mg + Fe^{2+}$ ratio varies between 0.38 and 0.72. The smallest values occur in the biotites from the porphyroid granites. The correlation between this ratio and the global rock chemism is given in Figure 4 by the alignment of the projections.

Taking into account that biotite is the only melanocrate mineral in the porphyroid granites and the main mafic mineral in the equigranular granitoids from which it has been separated, as well as the similitude of the two parameters, the above distribution is normal, the magnesian proportion of the rock reflecting the biotite one. Nevertheless, in the suite of the Tismana granitoids, the biotites in more basic rocks are more magnesian, whereas those in more acid rocks are iron richer. This conclusion agrees with Nockolds' remark (1947) concerning the correlation between the Mg and Fe ratio in biotite and the differentiation degree of the magma from which it crystallizes.

The content in trace elements of the analysed biotites indicates — in the suite of biotites of the porphyroid granites, of the granodiorites, of the diorites — the increase of the contents in Co and Ba, the decrease of those in Sc and La, as well as irregular variations of Ni, Cr, V, Y, Yb, Sr, Li, Nb.

The amphiboles, represented by members of the hornblende group, occur in the equigranular granitoids in ratios from 0 to 35 per cent, more frequently 5—15 per cent. The porphyroid granites are generally devoid of amphiboles, but sometimes they also contain some percentages of these minerals.

In the $[Al]^4 : Na + K$ and $[Al]^4 : [Al]^6 + Fe^{3+} + Ti$ diagrams (Deer et al., 1962), two chemical analyses of amphiboles indicated the presence of hastingsite hornblende in a granodiorite and of hastingsite in a porphyroid granite.

The appearance of pyroxenes is one of the peculiarities of the Tismana granitoids, which differentiates them from the other rocks of this type of the South Carpathians. Pointed out also by Pavelescu and Dimitrescu (1966), who describe relict nuclei



of diopside in hornblende, the pyroxenes are represented both by clinopyroxenes and by orthopyroxenes.

The clinopyroxenes, corresponding to augites with a composition, optically estimated, of approximative by $Wo_{45}En_{37}Es_{18}$, present a set of exsolutions subparallel to (001) of ferromagnesian phase, probably pigeonite. These exsolutions are very fine; under the microscope they occur as planes of discontinuity similar to cleavages, but more obvious due to their thickening (especially in more altered rocks) by blackish depositions of iron hydroxides.

Orthopyroxene occurs more rarely, being identified only in 4 quartz diorites, where it has a composition of $En_{57}Fs_{41}Wo_2$, and in a diorite-gabbro in which it corresponds to $En_{66}Fs_{32}Wo_2$.

B. Petrography of the Tismana Granitoids

The Tismana massif is constituted of porphyroid granites and equigranular granitoids. The Tismana porphyroid granite is characterized by the presence of potash feldspar megacrysts, tabular after (010). They are usually of 2—4 cm, but can also reach 12 cm, frequently oriented in parallel and constitute ≈ 40 per cent of the rock. The black biotite, relatively abundant (about 10 per cent), gives a motley aspect to the samples, the polished sections being very ornamental. The rocks have a hipidiomorphous porphyry structure; the texture is either massive or oriented. The mineralogical composition is, as follows: potash feldspar + andesine + quartz + biotite \pm hornblende (hastingsite) \pm actinote \pm garnet + accessory minerals. On the basis of the modal analyses and of the normative QAP values, the composition of the Tismana porphyroid granites is generally around $A_{40}Q_{25}P_{35}$.

Besides these porphyroid granites, some local varieties can be noticed, too. They are characterized by certain mineralogical or structural features, the most important one being given by the Topești facies of porphyroid granites. The main features of these granites are, as follows: a) a greyish-white, or blackish ovoidal potash feldspar (1—2/0.5 mm), weakly perthitic, with variable optic characteristics ($Ng \perp (010)$ and $-2V$), apparently not cross-twinned, but with a Karlsbad twinning; b) the frequent presence of garnet; c) a well-marked foliation; d) the lack of schlieren or enclaves of equigranular granitoids; e) the great frequency of the metric to hectometric intercalations of crystalline schists.

The Tismana equigranular granitoids have a crystallinity of 1—4 mm and are rich in melanocrate minerals (biotite, hornblende, clinopyroxene, orthopyroxene). They are represented by syenites, quartz monzonites, granodiorites, quartz monzodiorites, tonalites, quartz diorites and diorites (Fig. 20); granodiorites, quartz monzodiorites and diorites clearly predominate, the other petrographic types occurring more rarely.

Besides the porphyroid granites and equigranular granitoids, dyke rocks also occur within the Tismana massif. Some of them have an obvious genetic affiliation, while for others the belonging to the differentiate suite of the Tismana body is doubtful. Equigranular acid dyke rocks: aplitic granitoids (granites, granodiorites, quartz diorites) and pegmatites belong to the first group, and spessartites and porphyry microgranitoids to the second group.



C. Geochemistry of the Tismana Granitoids

39 chemical analyses (four of them taken from literature) and 35 spectral analyses are available for the discussing of the geochemistry of the Tismana granitoids.

In order to point out the chemical evolution in the diorites (quartz diorites and monodiorites being included) — granodiorites (and tonalites) — porphyroid granite sequence the chemical analyses have been projected on different diagrams.

Thus, on the Harker variation diagram (Fig. 21) one can notice the evolutive and uninterrupted feature of the changes in the contents of various oxides, in comparison with the increase of the SiO_2 percentage. P_2O_5 , TiO_2 , CaO , MgO and the iron oxides point to considerable decreases. Al_2O_3 also decreases but in a more reduced ratio; the Na_2O contents are constant. K_2O indicates an increase in the diorites-granodiorites-porphryoid granite sequence, with a maximum of 6–7 per cent for SiO_2 values of 63–65 per cent, thus pointing out the monzonitic nature of some of the Tismana porphyroid granites.

In this paper, there are presented and discussed the following diagrams: Peacock (which indicates a series at the limit between the alkalicalcic and calc-alkaline series), Niggli, $\text{Mg-Fe}^{\text{tot}}\text{-Alk}$, Ca-Na-K , QAP normative, Carmichael, Nockolds, V-Se, Y-Yb, (Y+Yb)-Zr, Ba-Sr, Pb-K and Cu-Fe.

When discussing these diagrams, concerning the relationship between major elements, between major and trace elements, as well as between trace elements, we also often referred to quantitative and qualitative mineralogical compositions of the analysed rocks, the changes of the chemism pointed out being thus reflected both by the changes in the chemism of the minerals forming the analysed rocks (the decrease of the content in anorthite of the plagioclases being the most important one) and by the variation in their modal composition. In the diorite-granodiorite-porphryoid granites suite, one can notice the disappearance of pyriboles and the decrease of the content in biotite, parallel to the increase of the potash feldspar and quartz supply.

From this geochemical study, it results that the Tismana granitoids (porphyroid granites and equigranular granitoids) form a series where the chemism variations are progressive, from diorites, through granodiorites, to porphyroid granites, in most of the diagrams the projection points plotting on median lines. In spite of all the significant chemical changes recorded from diorites to porphyroid granites, the Tismana granitoids present some geochemical features which individualize them in the Cadomian (Baikalian) plutonic province of the South Carpathians (Savu et al., 1975): high contents in K, Ti, P, Ba, Nb, Zr and La, and relative low contents in Be, all the rocks which form the massif constituting a unique magmatic series.

D. The Structure of the Tismana Granitoid Massif and Its Relation with the Lainici-Păiuș Formation

A complex body, the Tismana granitoid massif is constituted of two petrographic types intimately associated as schlieren, separated as porphyroid granites and equigranular granitoids. Starting from the relative abundance of equigranular granitoid schlieren, the Tismana pluton can be divided into three zones (Fig. 40): the north-western zone, where the equigranular granitoid schlieren occur very frequently, reaching the greatest sizes



(some hundred metres thick) so that the porphyroid granites appear subordinated to the equigranular granitoids; the central zone, where the porphyroid granites clearly predominate, a lot of equigranular granitoid schlieren also occurring, but with thicknesses of only some metres or tens of metres; the south-eastern zone, where the equigranular granitoid schlieren are absent.

The enclaves are another constituent of the Tismana massif. According to the structural and mineralogical features, they can be divided into homeogenous enclaves, endopolygenous enclaves, enallogenous enclaves and roof pendants, although very often it is quite difficult to assign a certain enclave to one of these categories, due to the aspect convergences. Compared to this zoning of the Tismana massif (Fig. 40), the following finding can be mentioned: the homeogenous enclaves are found in the central zone (II), especially in its south-eastern part, and the endopolygenous enclaves occur particularly in the central zone but also in the north-western zone (I); the enallogenous enclaves and the roof pendants characterize the marginal zones, the south-eastern zone (III) and, to a lesser extent, the north-western zone, but they are absent in the central zone.

The Tismana granitoids influenced not only the crystalline schists enclosed in the massif, but also the rocks outside the body. The thermic effect, by far the most important one, is pointed out by the sillimanite occurrence in metapelitic rocks. The extension of the sillimanite zone, by tracing its isograde, is difficult to be specified, as towards NW sillimanite has been found up to the fault which limits the extension of the Lainici-Păiuș formation in this direction (3-4 km from the visible limit of the massif), towards N the metapelitic intercalations are missing, and towards E sillimanite occurs only in the crystalline pendants caught in the massif between the Pîrgavului Brook and the Bistrițioara Valley, as well as in an intercalation of graphite schists on the Bistrița Valley, at about 1 km from the margin of the massif.

A better knowledge of the structural features of the Tismana massif results from the study of the foliations and joints measured in this body, as well as from their comparison with the structure of the surrounding crystalline schists. Thus, within this massif three types of foliations have been measured: the foliation defined by the tabular megacrysts of potash feldspar in the porphyroid granites with oriented texture, that given by the flat enclaves and foliations (bedding planes) in the crystalline pendants. In favourable outcrops, we noticed (like Dimitrescu et al., 1963) the coincidence between the orientations of the megacrysts and those of the enclaves. The map also showed the parallelism of the three types of foliations and the space development of the equigranular granitoid schlieren against the background of porphyroid granites, or of the roof pendants. On the basis of these foliations we could trace, within the granitoid massif, „anticline” and „syncline” axes, stretched in the direct prolongation of the axes of the anticlines and synclines of the Lainici-Păiuș formation, east of the pluton.

The study of the joints in the Tismana granitoid massif, based on 8 joints diagrams, points to the preferential location towards NE—SW of the be strike joints, locally with quite significant deviations towards N—S or E—W; the dip being generally southwards, concurrently with the development of a quasiperpendicular set of ac transversal joints striking NW—SE, but with variable dips. Another maximum, often very important, is given by diagonal E—W joints, with a northern dip, whereas the N—S diagonal fissures, with a western dip, occur more seldom and give weaker maxima.



E. The Age of the Tismana Granitoid Massif

The discussion on the age of the Tismana granitoid massif is based on three elements: K/Ar model age determinations, the relationship between pluton and crystalline and sedimentary formations from its vicinity and regional correlations.

The K/Ar model age determinations, carried out on samples from the Tismana massif (Lemne et al., 1966; Soroiu et al., 1970, 1972; Minzatu et al., 1975) are relatively numerous, the 18 selected analyses placing the pluton, from this point of view, on the first place in Romania.

Starting from K and Ar^{40} concentrations, we have drawn up the diagram from Figure 53, where any straight line intersecting the origin, materializing a certain K/Ar ratio, represents an isochronous line. Plotting differentiatedly the analysis of biotite and potash feldspar, separated either from porphyroid granites or from equigranular granitoids, it results that: a) the grouping near to an isochronous line of 540 mil. years of all the analyses of biotites, no matter the petrographic type they come from, and that of an analysis of potash feldspar (carried out three times, with very similar results); b) the grouping on or near to an isochronous line of 240 mil years of most of the determinations effectuated on potash feldspars, separated both from porphyroid granites and from equigranular granitoids; c) the presence of two more isochrones, slightly outlined, of 300 and 94 mil. years.

Taking into account that the potash feldspar loses more easily the radiogenic argon than the biotite, we consider that this diagram indicates that the real age of the Tismana granitoid massif is of more than 540 mil. years (the time of cooling of the massif must be added to this age), the more recent isochrones representing effects of the Hercynian and Alpine orogeneses.

The geological relationship which can be noticed in the zone of the Tismana massif confirm the above-mentioned interpretation of the K/Ar model data. Thus, a first point in favour of the Cadomian age of the pluton is constituted by its relationship with the crystalline schists where it is emplaced: a) the large sillimanite zone (exceeding 3 km), pointing to the emplacement in an environment already warm, whose temperature increased only with some tens of degrees due to the thermic flux released by the magma; b) the frequent trending of the sillimanite needles parallel to the regional b axis, as a result of the maintenance of the force field during the regional metamorphism also during the emplacement of the Tismana granitoids; c) the shape of the borders and the microtectonic data (foliations and joints) indicating the synorogenic nature of the pluton, the Cadomian structures of the Lainici-Păiuș formation outside the massif being also followed inside it.

The relationship with the Paleozoic formations of the region prove the pre-Silurian age of the Tismana massif: a) the Piatra-Cloșani conglomerates, assigned by Stănoiu and Ilicscu (1976) to the Upper Silurian-Lower Devonian, rework centimetric crystals of potash feldspar proceeding from the Tismana porphyroid granites (Stănoiu, 1973 a); b) the Upper Ordovician-Lower Silurian Valea Izvorului formation does not present contact metamorphism phenomena, although it rests on the sillimanite zone due to the thermic flux released by the Tismana body; c) the pre-Silurian dyke complex, penetrating both the Lainici-Păiuș formation and the Tismana granitoid massif, does not affect the overlying Paleozoic Valea Izvorului formation.

The regional correlations also indicate that the Tismana granitoids belong to the group of Cadomian granitoids (= Baikalian according to Giușcă et al., 1969)



of the Danubian autochthon. Thus, according to Savu (1972), the Novaci porphyroid granites, quite similar to the Tismana ones, belong to the Baikalian (= Cadomian) basement of the Paring Mts.

F. Petrogenetic Considerations

As a result of researches which lasted almost a century, numerous models of genesis have been given for the rocks known as „Tismana granitoids“. The history of these interpretations is a true image of the researches and controversies (Read, 1957) which made the granite problem (Drescher-Kaden, 1969) become a real branch of the earth sciences, the granite geology (Raguin, 1957).

The first issue in the discussion on the genesis of the Tismana massif is, as follows: the two main petrographic types (porphyroid granites and equigranular granitoids) of this massif represent rocks of different ages belonging to two independent bodies (equigranular granitoids belonging to the Sușița pluton, only the porphyroid granites representing rocks of the Tismana massif — Pavelescu and Maria Pavelescu, 1962 b; Dimitrescu et al., r. 1963; Pavelescu and Dimitrescu, 1966; Răileanu et al., 1967) or they have the same age, that is they are consanguineous (Berza, 1972).

Field, mineralogical, chemical and isotopic arguments are in favour of the consanguinity of the porphyroid granites with the equigranular granitoids. Thus, the intimate association, on more than half of the massif, of the porphyroid granites with the equigranular granitoids, the two types occurring together even in the small apophyses north of the pluton, makes difficult to explain the perfect space superposition of two granitoids of various ages; on the contrary, the simultaneous emplacement of several different petrographic types, which appear as schlieren, is a more verisimilar phenomenon.

The mineralogy of the Tismana granitoids is edifying from two points of view. First, it invalidates the belonging of the equigranular granitoids to the Sușița massif, formed of granites, granodiorites or diorites with biotite, more scarcely hornblende, with the colour index much smaller than that of the Tismana equigranular granitoids. In these Tismana rocks, beside biotite \pm hornblende, significant amounts of clinopyroxene, sometimes accompanied by orthopyroxene, also occur, assigning a significant individuality to them, as compared to the other granitoids of the Danubian autochthon. Secondly, the graded character of the qualitative and quantitative mineralogic changes, from diorites to porphyroid granites, indicates the complete series of chemical compositions which separate the most basic rocks of the Tismana massif from the porphyroid granites, pointing to the unitary nature (although varied) of this pluton.

The chemical data point out the differences between the Sușița granitoids and the Tismana equigranular granitoids, on the one hand, and the similitudes between the latter and the porphyroid granites, on the other hand. Thus, comparing the chemical and spectral analyses of the Tismana equigranular granitoids with the values for the Sușița granitoids given by Savu et al. (1971, 1972, 1973 b, r 1975), it can be ascertained, for similar petrographic types, essential differences in the contents of Fe, Mg, Ti, P, Ba, Zr, La, Y, Yb, Co, Nb, which are much higher in the Tismana equigranular granitoids, in comparison with the Sușița ones. This geochemical peculiarity is also found in the Tismana porphyroid granites, thus constituting a characteristic of all the Tismana granitoid rocks.



Another reasoning in favour of the unitary character of the Tismana massif is constituted by the K/Ar model age data, which have similar values both for the equigranular granitoids and for the porphyroid granites, indicating the synchronism of the formation of both petrographic types.

Accepting, on the basis of the above-mentioned elements, the simultaneous emplacement of all the Tismana granitoids, we shall discuss the arguments which can be brought in favour of either of the main petrogenetic hypotheses: magmatic and metasomatic.

The passage through a magmatic stage is quite obvious for the equigranular granitoids; all the researchers who have discussed the genesis of the Tismana massif agree to it. The elements which allow the acceptance of a magmatic stage for the porphyroid granites are, as follows: a) the strong thermic flux emanated by the pluton, materialized by the large zone with sillimanite at its periphery, cannot be assigned only to the equigranular granitoids (which represent only about 20 per cent of the massif and develop particularly in the NW part of the body, whereas sillimanite has been identified NE of the body, too), but also to the porphyroid granites, pointing to the fact that they crystallized from a magma with a higher temperature than about 650°C, the figure accepted for the sillimanite zone; b) the coexistence of a plagioclase An_{30} with a potash feldspar $Or_{70}Ab_{30}$ indicates, according to Barth (1962), a temperature of crystallization of these minerals of about 700°C, a value which can be assigned, for the granitic compositions, to the field of magmatic temperatures; c) the experimental data regarding the biotite crystallization point to a temperature of crystallization of about 900°C for the chemism of the biotites of the Tismana porphyroid granites; d) the isomorphous habit of zircon, apatite and orthite suggests the crystallization from magmatic meltings (Poldervaart, 1956).

If there is no reasoning in favour of the metasomatic origin of the equigranular granitoids, for the porphyroid granites the following findings can be mentioned: a) potash feldspar is always xenomorphous, frequently substituting plagioclase and quartz in the marginal zones of the megacrysts; b) potash feldspar megacrysts, identical to those in porphyroid granites, also occur in enclaves of crystalline schists or equigranular granitoids, having a doubtless metasomatic origin; c) the foliation of the potash feldspar megacrysts defines structures which correlate with the foliations and structures of the surrounding crystalline schists; d) the position of the roof pendants is conformable to the structural strikes of the Lainici-Păiuș formation outside the massif.

The structural concordance with the surrounding crystalline schists being only the proof of the non-violent emplacement of the granitic magma (Pitcher, in Newall and Rast ed. 1970; Leterrier, 1972), we consider that the Tismana granitoids have a complex genesis, pure magmatic in case of the equigranular granitoids and essential magmatic, but also autometasomatic, for the porphyroid granites. In our opinion, in the genesis of the Tismana porphyroid granites, the formation of the potash feldspar megacrysts belongs to the phenomena which take place at the end of the crystallization of these potash granites, being not a proof of an alkaline supply. However, in case of the potash feldspar megacrysts from the enclaves of the porphyroid granites, the circulation of the potash fluids is obvious, indicating the possibility of substance migrations on a decimetric or metric distance.

As regards the origin of the magmas, on the basis of an argumentation presented in this paper, it has been accepted, for the equigranular granitoids, a magma generated



in the upper mantle, whereas for the porphyroid granites, two genetic models are presented: the former admitting the formation of the granitic magma by the fractional crystallization of a basic magma, the latter presuming, synchronous with the ascent of the dioritic magma which has produced equigranular granitoids, the formation of an anatectic crustal magma which, by hybridization, takes over the geochemical characteristics of the dioritic magma.

Both models satisfying the main conditions required — an intimate association of two distinct types and the existence of particular geochemical features common to both of them — we are unable to make a choice for the time being; however, we prefer the former.

The discussion on the crystallization of the magmas which gave rise to the Tismana massif is based on the establishing of the thermodynamic conditions (P , P_{H_2O} , P_{O_2} , P_{CO_2} , the magma temperature at the moment of the emplacement, the temperature of the environment and the cooling rate) under which the process developed, correlated with the chemical composition of the main minerals and with the microscopic data. For this reason, a crystallization of the component minerals has been accepted between about 1050° and 800° , for the equigranular granitoids, and between 900° and 650° , for the porphyroid granites, followed by important subsolidus mineralogical changes. This difference between the crystallization temperature explains the field relationship: the big equigranular granitoid schlieren have a millimetric granulation, whereas the small volumes kept as enclaves in the porphyroid granites have a fine crystallinity, due to their rapid cooling in the granite magma with a lower temperature.

INTREBĂRI

M. Trifulescu: 1. De ce se face o extrapolare atât de largă, pînă în regiuni necercetate, astfel încît o jumătate din lucrare se rezervă problemelor laterale și preliminară?

2. Falia Virful lui Stan — Curmătura Oltețului o prezentați ca noutate, dar de fapt se știe de ea de la Murgoci și Ghika. De ce nu consultați literatura asupra regiunii respective?

3. Ați cercetat Valea Jiului, Paringul, ca să vorbiți de relațiile dintre seriile de Drăgășan și Lainici-Păiuș? Există vreo îndînjare între ele? Mai există două serii?

4. Anomalia aeromagnetică slabă nu reflectă lipsa unei discordanțe dintre cele așa-zise „două serii” metamorfice?

5. Structura Tismana e așa de simplă?

6. Considerați că pentru documentare e suficientă numai consultarea unora dintre publicații și a unui cerc restrîns de colegi?

Răspuns: 1. Problemele legate de formațiunile cristalofiliene de Drăgășan și Lainici-Păiuș sînt discutate într-un capitol ce reprezintă circa un sfert din volumul lucrării, pe baza datelor personale pentru regiunea dintre podișul Mehedinți și valea Bistriței, după literatură și observații proprii pentru zona dintre valea Bistriței și valea Jiului, precum și pe baza lucrărilor publicate referitoare la munții Paring. Concordanța dintre observațiile noastre din Culmea Cernei și munții Vilcan și datele publicate asupra geologiei munților Paring ne-au permis extrapolarea concluziilor pînă în această regiune.



2. Falia Virful lui Stan — Curmătura Oltețului nu este prezentată ca o noutate, fiind pusă în evidență, într-un sector limitat al ei, de Manolescu în 1937, sub denumirea de „zona tectonică pasul Vulcan — Jiu — Virful Reci”. Ea a fost recunoscută ulterior de Pavelescu, Bercia, Schuster, Berza și Seghedi, Georgescu în Culmea Cernei, munții Vilcan și Paring, astfel încât se impunea găsirea unei noi denumiri care să se refere la întregul ei parcurs, denumire pe care am introdus-o, împreună cu Schuster, în raportul elaborat de Savu et al (r. 1975), ca falia Virful lui Stan — Curmătura Oltețului, după punctele extreme între care a fost identificată.

3. Cunosc bine profilul văii Jiului. În privința munților Paring, m-am folosit de numeroasele lucrări publicate în revistele de specialitate, care m-au convins de existența celor două serii și de contactul tectonic dintre ele.

4. Am interpretat slabul gradient gravimetric dintre zonele de aflorare ale formațiunilor de Drăgșan și Lainici-Păiuș ca indicând existența, și în zona de la sud de falia Virful lui Stan — Curmătura Oltețului, a formațiunii amfibolitice de Drăgșan, dedesubtul celei de Lainici-Păiuș.

5. Caracterele structurale ale masivului Tismana sînt discutate pe baza diagramei de foliații, de fisuri și de filoane și a relațiilor spațiale dintre faciesurile petrografice, într-un capitol distinct, destinat a înfățișa structura complexă a plutonului.

6. Pentru documentarea asupra zonei Culmea Cernei — munții Vilcan am consultat toate publicațiile și rapoartele geologice existente. Pentru munții Paring cunosc lucrările publicate și o parte din rapoarte. Nu am făcut referiri mai detaliate la rapoartele dv., deoarece ideile exprimate în aceste lucrări sînt în dezacord cu concepția curentă asupra geologiei munților Vilcan — Paring, introdusă de Manolescu și căreia m-am raliat, în urma activității de teren ce mi-a confirmat justetea majorității ideilor avansate de Manolescu.

I. L. Popovici: 1. Ce valoare atribuți termenilor de serie și formațiune? Exprimă acești termeni o evoluție tectono-magmatică?

2. Între cele două formațiuni (Lainici-Păiuș și Drăgșan) există numai un contact tectonic sau și altfel de raporturi?

Răspuns: 1. Nu am folosit termenul de serie, ci cel de formațiune, urmînd recomandările Congresului geologic de la Montreal (1972). Prin formațiune înțeleg, după forul menționat, o unitate litostratigrafică importantă, în cazul de față echivalentă cu ceea ce a fost descris ca „serie”.

2. În Culmea Cernei și munții Vilcan raporturile tectonice dintre formațiunile de Drăgșan și Lainici-Păiuș sînt deosebit de evidente, fiind aproape unanim recunoscute ca atare. În munții Paring ele au fost considerate tectonice de către Pavelescu, Georgescu și Schuster, astfel încît credem că pe toată zona de aflorare, între cele două formațiuni, există o limită tectonică.

N. Stan: Există vreo legătură genetică între feldspatul potasic din granitul de Tismana și feldspatul potasic din șisturile cristaline?

Răspuns: Ținînd cont de caracterul tranșant al limitelor masivului Tismana, ce taie șisturile cristaline ale formațiunii de Lainici-Păiuș, inclusiv zonele intens migmatizate ale acesteia, nu consider că există o legătură genetică între feldspatii potasici din granitele de Tismana și cei din migmatite.



DISCUȚII

M. Săndulescu : Problemele pe care le abordează studiul prezentat au implicații largi, așa cum arată și discuțiile purtate până acum. Din acest motiv ne vom opri asupra unora dintre ele, și anume cele care privesc noțiuni generale sau probleme de nomenclatură.

Adoptarea termenului de fliș pentru a defini formațiunile premetamorfice ale complexului superior al seriei de Lainici-Păiuș nu este prea indicată, avînd în vedere caracterul pregnant oligomictic al arenitelor ce îl alcătuiesc. Arenitele flișurilor, atît alpine cît și prealpine, se caracterizează, mai ales cînd este vorba de formațiuni cu grosimi mari ca în cazul complexului în discuție, prin caracterul lor polimictic (graywacke și subgraywacke), sedimentarea lor fiind realizată în condiții de mobilitate relativ crescută și transportul nu prea îndelungat, explicînd gradul de maturitate scăzut al acestor arenite.

În ideea aplicării concepției etapelor tectonice (Wegmann) la un segment din catena alpină, cum este cazul autohtonului danubian, termenii de infrastructură și suprastructură, asimilați cu „soclu” și „cuvertură”, se referă la formațiunile cristaline în totalitatea lor (infrastructură), pe de o parte, și la formațiunile sedimentare (paleozoic superioare-mezozoice) (suprastructură), pe de altă parte.

Problema ridicată în timpul discuțiilor, ca și în lucrare, asupra utilizării termenului de „formațiune” este departe de a fi simplă. Nu este vorba doar de o echivalare mecanică a unei terminologii vechi cu terminologia Hedberg, ci de un întreg proces de „reașezare” a nomenclaturii litostratigrafice europene. Codul internațional Hedberg este produsul în special al unor autori de limbă engleză și își are rădăcinile în cercetările ce s-au efectuat în Australia și America de Sud, în special, unde lipsa unei tradiții îndelungate a permis aplicarea cu mai multă ușurință a unui sistem de nomenclatură nou. În Europa însă este mult mai greu să se aplice codul Hedberg și mai ales în școlile geologice de limbi române. În cazul de față nu este deloc ușoară, de exemplu, luarea unei hotărîri în dilema ce o pune echivalarea „seriilor” cristaline cu „formațiunea” sau cu „grupa” din codul internațional. S-ar părea că seria ar fi mai degrabă de rangul grupului, iar complexul de rangul formațiunii. De aceea considerăm încă prematur să se ia o hotărîre în acest sens și nu este cazul ca aceste echivalări să se facă izolat, de un cercetător sau altul, ci trebuie ca prin discuții deschise să se ajungă la un consens general.

Am discutat și cu alte ocazii problema denumirilor Cadomian și Assyntic. Este însă nevoie să fac acum o sumă de precizări mai ample, întrucît din discuțiile purtate am constatat că există confuzii în acest sens.

În primul rînd, este de remarcat că atît termenul Assyntic, cît și Cadomianul se referă la un ciclu orogenic sau o eră tectonică (în sensul definit de Stille acum mai multe decenii). Aceste noțiuni sînt de rangul erelor sau ciclurilor caledonian, hercinic și alpin. Este deci evident că noțiunile de Cadomian sau Assyntic nu se referă la un moment, ci la o perioadă lungă de timp ce include mai multe procese majore în evoluția scoarței, și anume: evoluție geosinclinală, deformări (succesive) și nașterea unei catene cutate. În acest context, ceea ce a fost definit drept cutare baikaliană ar fi, așa cum au arătat autorii francezi (Grainger, Cogné), o fază a ciclului cadomian (care în Bretagne prezintă patru faze de deformare).

În ceea ce privește utilizarea unuia sau altuia dintre cei doi termeni, orogeneză (ciclu) cadomiană sau assyntică, este mai greu de dat o soluție. Este într-un fel situația



termenilor ce se utilizează pentru ciclul situat între cel caledonian și cel alpin, adică varisc sau hercinic. Diferența între Cadomian și Assyntic nu este legată de existența sau inexistența cutărilor de la sfârșitul Cambrianului inferior (care oricum au rangul unei faze a ciclului), ci de modul și regiunea în care au fost definite.

PLANȘA I

- Fig. 1. — Microclin maxim maclat în grătar. Granit porfiroid, Valea Mare. N +, 90 ×.
Cross-twinned maximum microcline. Porphyroid granite, Valea Mare, N +, 90 ×.
- Fig. 2. — Microclin maxim inegal maclat în grătar. Granit porfiroid, valea Bistricioarei. N +, 45 ×.
Unequally cross-twinned maximum microcline. Porphyroid granite, the Bistricioarei Valley. N +, 45 ×.
- Fig. 3. — Microclin cu film-perthite și plagioclaz inclus. Granit porfiroid, plaiul Tismanei. N +, 64 ×.
Microcline with film-perthite and plagioclase included. Porphyroid granite, the Tismanei field. N +, 64 ×.
- Fig. 4. — Microclin intermediar maclat Karlsbad, cu incluziuni orientate de plagioclaz. Granit porfiroid în facies de Topești, valea Bistricioarei. N +, 26 ×.
Karlsbad twinned intermediary microcline with oriented plagioclase inclusions. Porphyroid granite in Topești facies, the Bistricioarei Valley. N +, 26 ×.

PLANȘA II

- Fig. 1. — Plagioclaz idiomorf saussuritizat. Diorit cuarțifer, pîrîul Poiana cu Fragi. N II, 64 ×.
Saussuritized euhedral plagioclase. Quartz diorite, the Poiana cu Fragi Brook. N II, 64 ×.
- Fig. 2. — Două generații de plagioclaz An_{42} . Diorit cuarțifer, valea Pocruiei. N +, 90 ×.
Two generations of An_{42} plagioclase. Quartz diorite, the Pocruiei Valley. N +, 90 ×.
- Fig. 3. — Macle mecanice (în formă de pană) în plagioclaz An_{34} . Diorit cuarțifer, valea Runcului. N +, 90 ×.
Mechanical twins (wedge-shaped) in An_{34} plagioclase. Quartz diorite, the Runcului Valley. N +, 90 ×.
- Fig. 4. — Aglomerare glomeroporfirică de biotit puternic pleocroic. Granit porfiroid, valea Pocruiei. N +, 26 ×.
Glomeroporphyric agglomeration of strongly pleochroic biotite. Porphyroid granite, the Pocruiei Valley. N +, 26 ×.

PLANȘA III

- Fig. 1. — Clinopiroxen cu dezamestecuri de fază feromagneziană (vertical) și clivaje (orizontal). Enclavă dioritică, valea Pocruiei. N II, 90 ×.
Clinopyroxene with exsolutions of ferromagnesian phase (vertically) and cleavages (horizontally). Dioritic enclave, the Pocruiei Valley. N II, 90 ×.



- Fig. 2. — Clinopiroxen maclat cu dezamestecuri de fază feromagneziană (herring bone). Diorit cuarțifer, sub Piatra Broștenilor. N +, 64 ×.
Twinned clinopyroxene with exsolutions of ferromagnesian phase (herring bone). Quartz diorite, under Piatra Broștenilor. N +, 64 ×.
- Fig. 3. — Cristal idiomorf de apatit. Monzodiorit cuarțifer, valea Tismanei. N II, 64 ×.
Apatite euhedral crystal. Quartz monzodiorite, the Tismanei Valley. N II, 64 ×.
- Fig. 4. — Ilmenit cu coroană de leucocen. Diorit cuarțifer, Valea Mare. N II, 45 ×.
Ilmenite with leucocene rim. Quartz diorite, Valea Mare. N II, 45 ×.

PLANȘA IV

- Fig. 1. — Granit porfiroid, valea Bistricioarei. Plagioclaz saussuritizat corodat de microclin. N +, 36 ×.
Porphyroid granite, the Bistricioarei Valley. Saussuritized plagioclase corroded by microcline. N +, 36 ×.
- Fig. 2. — Granit porfiroid, valea lui Pătru. Plagioclaz și microclin corodate de cuarț (în extincție) N +, 36 ×.
Brook. Quartz in mortar, saussuritized plagioclase, potash feldspar not cross — twinned — FK and muscovite — Mu. N +, 26 ×.
- Fig. 3. — Aspect blastomilonitic în granit porfiroid în facies de Topești, piriul Cireșul. Cuarț în mortar, plagioclaz saussuritizat și feldspat potasic recristalizat, nemaclat în grătar. N +, 26 ×.
Blastomylonitic aspect in porphyroid granite in Topești facies, the Cireșul Brook. Quartz in mortar, saussuritized plagioclase and recrystallized potash feldspar, not cross-twinned. N +, 26 ×.
- Fig. 4. — Aspect blastomilonitic în granit porfiroid în facies de Topești, piriul Cireșul. Cuarț în mortar, plagioclaz saussuritizat, feldspat potasic nemaclat în grătar — FK și muscovit — Mu. N +, 26 ×.
Blastomylonitic aspect in porphyroid granite in Topești facies, the Cireșul Brook. Quartz in mortar, saussuritized plagioclase, potash feldspar not cross-twinned — FK and muscovite — Mu. N +, 26 ×.

PLANȘA V

- Fig. 1. — Diorit cuarțifer, virful Merișor. Plagioclaz, cuarț, biotit, clinopiroxen, ilmenit. N II, 26 ×.
Quartz diorite, the Merișor Peak. Plagioclase, quartz, biotite, clinopyroxene, ilmenite. N II, 26 ×.
- Fig. 2. — Aceeași secțiune subțire. N +, 26 ×.
The same thin section. N +, 26 ×.
- Fig. 3. — Granit porfiroid, valea Neguroasă. Plagioclaz înlocuit de cuarț. N +, 45 ×.
Porphyroid granite, Valea Neguroasă. Plagioclase replaced by quartz. N +, 45 ×.
- Fig. 4. — Enclavă dioritică, ogașul Dosul Părului. Biotit și hornblendă în concreștere cu plagioclazul. N +, 64 ×.
Dioritic enclave, the Dosul Părului Brook. Biotite and hornblende intergrown with plagioclase. N +, 64 ×.



PLANȘA VI

- Fig. 1. — Enclavă endopoligenă, valea Giula. Plagioclaz, biotit și hornblendă. N +, 26 X.
Endopolygenous enclave, the Giula Valley. Plagioclase, biotite and hornblende. N +, 26 X.
- Fig. 2. — Aceeași secțiune. N II, 26 X.
The same section. N II, 26 X.
- Fig. 3. — Paragnais micaceu cu sillimanit, valea Bistricioarei. Sillimanit dispus în planul foliației. N II, 64 X.
Sillimanite micaceous paragneiss, the Bistricioarei Valley. Sillimanite disposed in the foliation plane. N II, 64 X.
- Fig. 4. — Micașist grafitos cu sillimanit, pîrîul Pîrgavului. Sillimanit secționat perpendicular pe axul c. N II, 106 X.
Sillimanite graphitous micaschist, the Pîrgavului Brook. Sillimanite sectioned perpendicularly to the c axis. N II, 106 X.

PLANȘA VII

- Fig. 1. — Granodiorit străbătut de o aglomerare de feldspat potasic. Valea Tismanei, între confluențele cu pîraiele Poiana cu Fragi și Păltînei.
Granodiorite cut by a potash feldspar agglomeration. The Tismanei Valley, between the confluence with the Poiana cu Fragi and Păltînei Brooks.
- Fig. 2. — Granodiorit cu zone fin granulare și rare megacristale de feldspat potasic. Aceeași localizare ca figura 1.
Granodiorite with finely-grained zones and rare megacrysts of potash feldspar. The same location as in Figure 1.
- Fig. 3. — Zonă de trecere granodiorit — granit porfiroid. Aceeași localizare ca figura 1.
Granodiorite — porphyroid granite transition zone. The same location as in Figure 1.
- Fig. 4. — Același afloriment, detaliu.
The same outcrop, detail.

PLANȘA VIII

- Fig. 1. — Rare megacristale cvasiparalele de feldspat potasic, în granodiorit, la limita cu granitul porfiroid. Valea Tismanei, între confluențele cu pîraiele Poiana cu Fragi și Păltînei.
Rare quasiparallel megacrysts of potash feldspar in granodiorite, at the limit with the porphyroid granite. The Tismanei Valley, between the confluences with the Poiana cu Fragi and Păltînei Brooks.
- Fig. 2. — Foliație de megacristale de feldspat potasic paralelă cu poziția enclavelor. Valea Dosul Cioclovinei.
Foliation of potash feldspar megacrysts parallel to the enclaves position. The Dosul Cioclovinei Valley.
- Fig. 3. — Eșanțion de granit porfiroid de Tismana cu megacristale de feldspat potasic dispuse paralel cu o mică enclavă endopoligenă. Valea Tismăniței.
Sample of Tismana porphyroid granite with potash feldspar megacrysts disposed parallel to a small endopolygenous enclave. The Tismăniței Valley.



Fig. 4. — Migmatit arteritic în formațiunea de Lainici-Păiuș : cuarțul feldspatic este străbătut de filonașe de cuarț — Q, de o rețea de filoane leucogranitice — G și de filoane de feldspat potasic negru — F. Valea Bistriței, în cheile Bulzului. Arteritic migmatite in the Lainici-Păiuș formation : the feldspathic quartzite is cut by quartz veinlets — Q, by a net of leucogranitic veins — G and by black potash feldspar veins — F. The Bistrița Valley, in the Bulzului Gorges.

PLATE IX

Structural map of the region among Coșuștea — Cerna — Jiu
(according to the geological map scale 1 : 200 000, with completions)

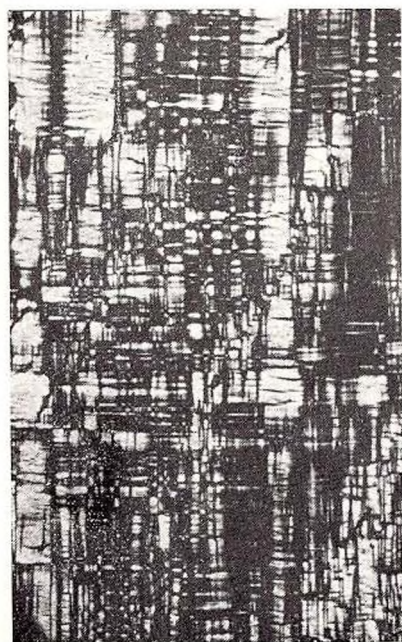
1, Quaternary : alluvia, colluvium terraces ; 2, Tertiary : sands, clays. I. Genetic Nappe : 3, Senonian : sandstones ; 4, Permian : conglomerates ; 5, Precambrian : Sebeș-Lotru Series. II. Severin Nappe : 6, Upper Tithonian — Neocomian : Sinaia Beds, Azuga Beds and ophiolites. III. Danubian Autochthon : 7, Lower Jurassic — Upper Cretaceous : argillites, limestones and dolomites, sandstones ; 8, Permian : arkoses ; 9, Paleozoic : Schela, Oslea, Rafailă, Tulișa, Valea Izvorului, Gîrbovu, Tusu, Coarnele formations ; Upper Precambrian : 10, mainly granitic massifs : a, Busești ; b, Tismana ; c, Suseni ; d, Bratcu, 11, mainly granodioritic massifs : e, Culmea Cernei ; f, Frumosu ; g, Bilita ; h, Sușița, 12, intensely arteritic migmatized zones ; 13, Lainici-Păiuș Formation ; 14, Drăgășan Formation ; 15, fault ; 16, Virful lui Stan — Curmătura Olteșului fault ; 17, digitation, 18, overthrust nappe ; 19, anticlinal axis ; 20, synclinal axis ; 21, axial depression.

PLATE X

Geological map of the region between Coșuștea and Bistrița
(South Carpathians)

1, Quaternary : a, alluvia ; b, colluvium ; c, earth slides ; d, alluvial fans ; e, terraces. I. Posttectonic cover : 2, Neogene : gravels, sands, clays. II. Getic Nappe : 3, Middle Precambrian : Sebeș-Lotru Series. III. Severin Nappe : 4, Upper Jurassic-Lower Cretaceous : Sinaia Beds, ophiolites. IV. Danubian Autochthon : 5, Mesozoic ? : serpentized pyroxenites. Autochthonous sedimentary cover : 6, Jurassic-Cretaceous : arkoses, dolomites, limestones, argillites ; 7, Permian : arkoses, argillites ; Pre-Silurian vein complex : 8, Cambrian ? — Ordovician ? : porphyry microdiorites. Precambrian infrastructure : Upper Precambrian : 9, Tismana granitoids : a, porphyroid granites ; b, equigranular granitoids ; 10, Busești granitoids : a, granites ; b, granodiorites ; 11, Lainici-Păiuș formation : a, quartzites and feldspathic quartzites ; b, biotitic gneisses ; c, crystalline limestones ; d, micaceous \pm graphite gneisses ; 12, lithologic limit ; 13, transgression limit ; 14, limit of the granitoid massifs ; 15, overthrust nappe ; 16, fault ; 17, anticlinal axis ; 18, synclinal axis ; 19, positions in crystalline schists ; 20, primary foliation of the Tismana granitoids ; 21, chemical analyses ; 22, trend of the geological section.

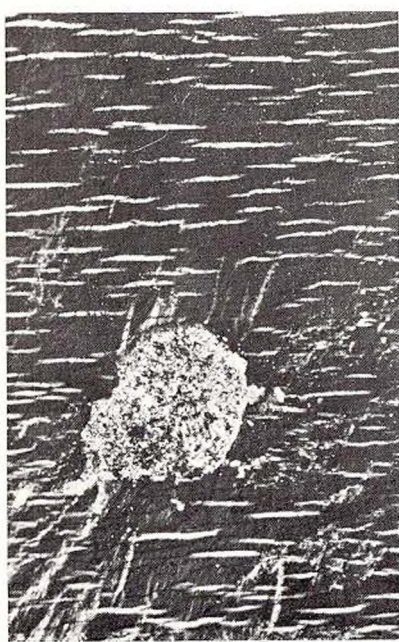




1



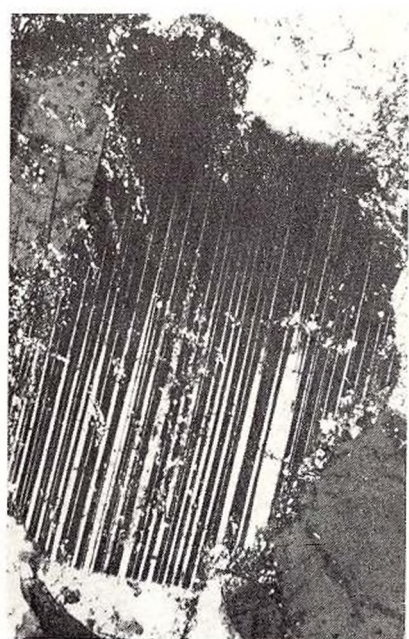
2



3

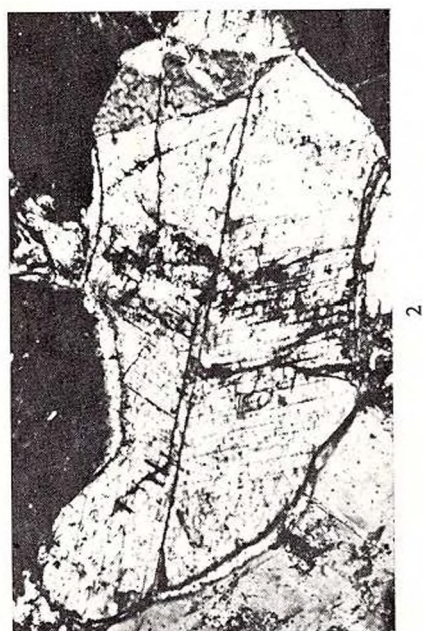


4

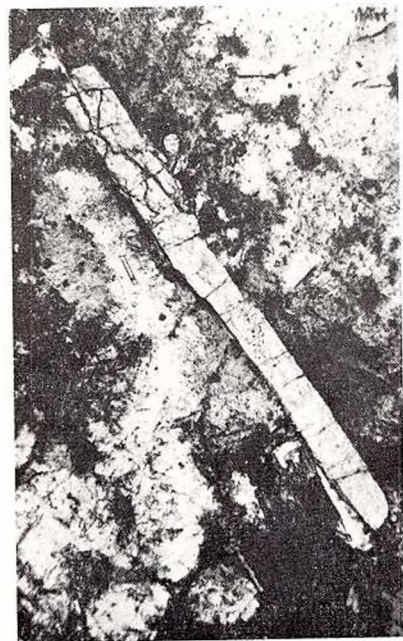




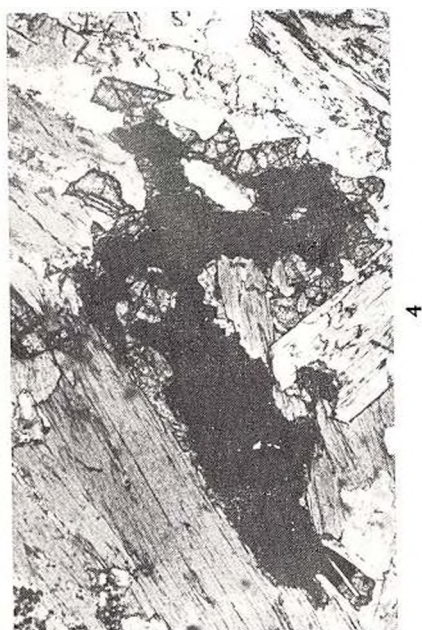
1



2



3



4



1



2



3



4



1



2



3



4



1



2



3



4



1



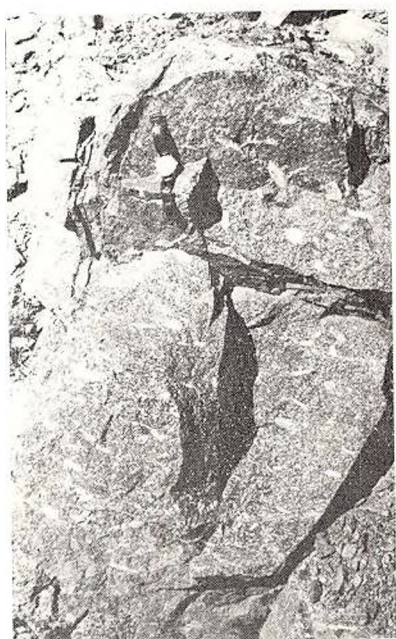
2



3



4



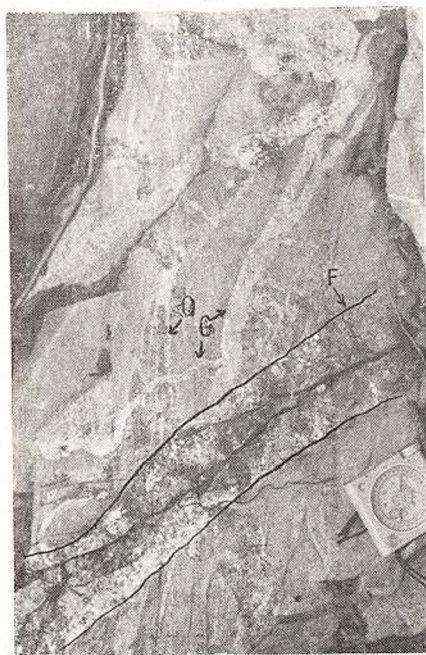
1



2



3



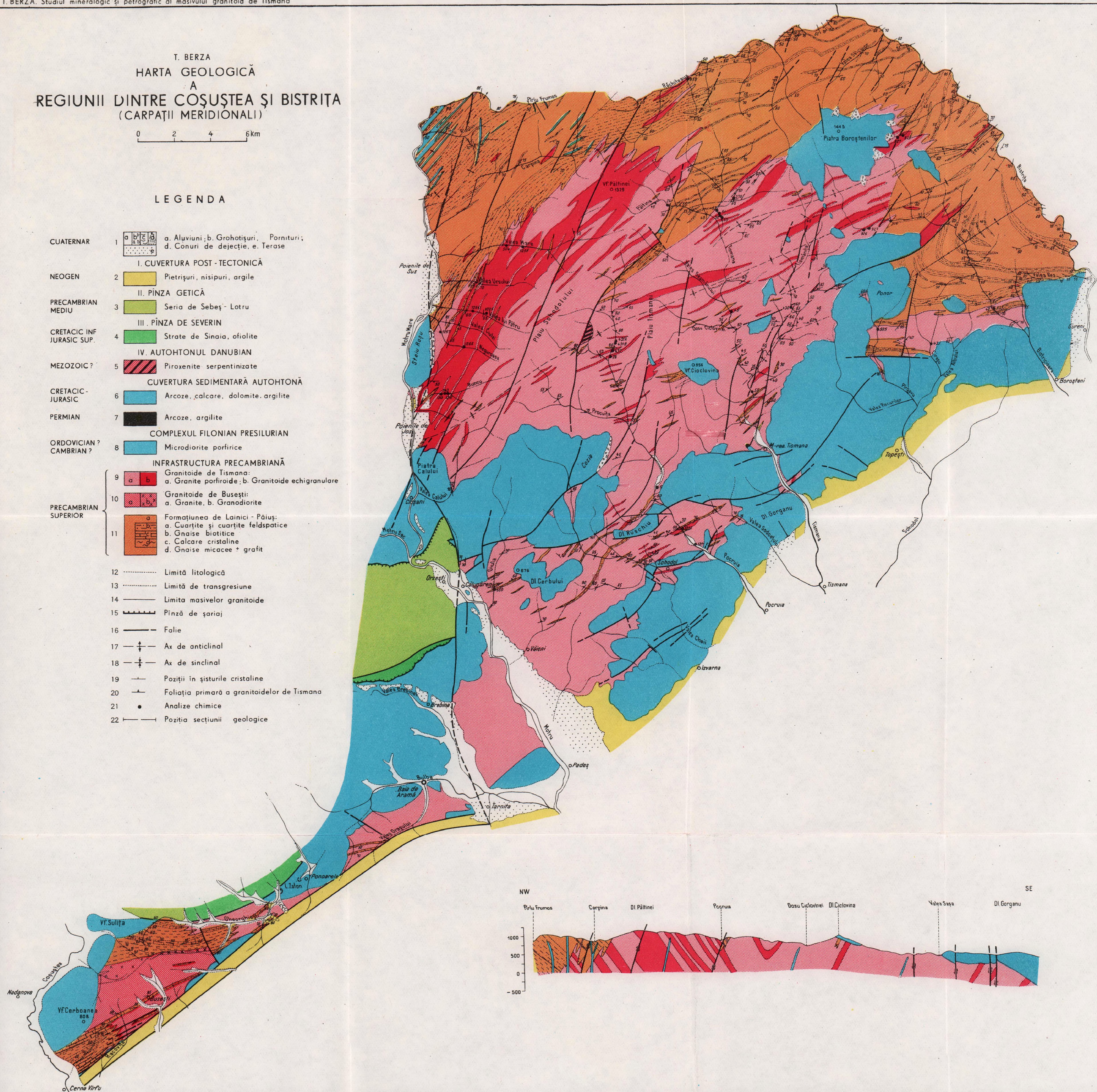
4

T. BERZA
HARTA GEOLOGICĂ
A
REGIUNII DINTRE COȘUȘTEA ȘI BISTRITA
(CARPAȚII MERIDIONALI)

0 2 4 6 km

LEGENDA

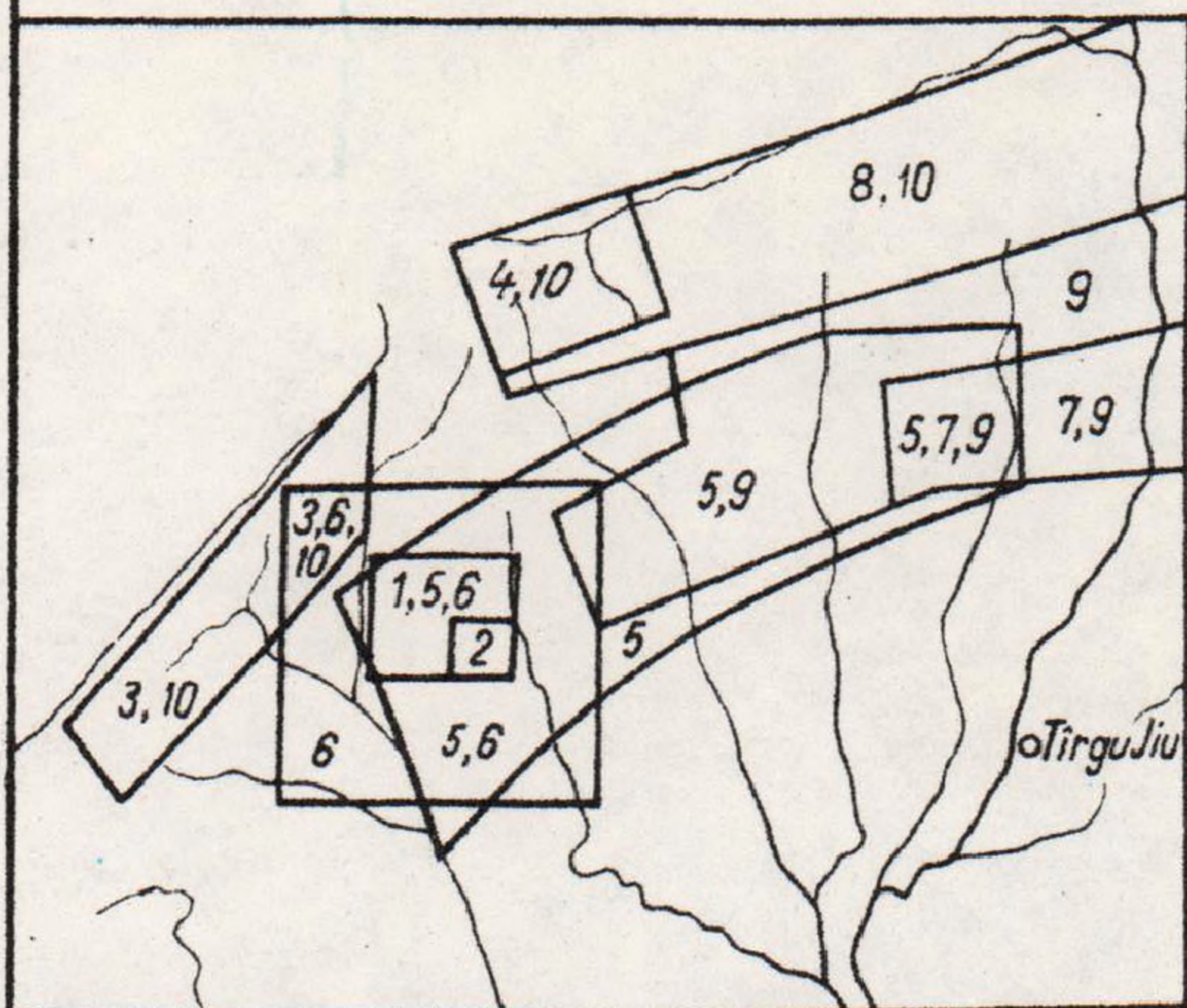
- CUATERNAR 1 a. Aluviuni; b. Grohotișuri, Pornituri; d. Conuri de dejecție, e. Terase
- NEOGEN 2 Pietrișuri, nisipuri, argile
- PRECAMBRIAN MEDIU 3 II. PINZA GETICĂ
Seriă de Sebeș - Lotru
- CRETACI INF JURASIC SUP. 4 III. PINZA DE SEVERIN
Strate de Sinaia, ofiolite
- MEZOZOIC? 5 IV. AUTOHTONUL DANUBIAN
Piroxenite serpentinizate
- CRETACI - JURASIC 6 CUVERTURA SEDIMENTARĂ AUTOHTONĂ
Arcoze, calcare, dolomite, argilite
- PERMIAN 7 Arcoze, argilite
- ORDOVICIAN? CAMBRIAN? 8 COMPLEXUL FILONIAN PRESILURIAN
Microdiorite porfirice
- PRECAMBRIAN SUPERIOR 9 INFRASTRUCTURA PRECAMBRIANĂ
Granitoide de Tismana: a. Granite porfiroide; b. Granitoide echigranulare
- 10 Granitoide de Busești: a. Granite, b. Granodiorite
- 11 Formațiunea de Lainici - Păiuș: a. Cuarțite și cuarțite feldspatice; b. Gnaise biotitice; c. Calcare cristaline; d. Gnaise micacee + grafit
- 12 Limită litologică
- 13 Limită de transgresiune
- 14 Limita masivelor granitoide
- 15 Pinză de șariaj
- 16 Falie
- 17 Ax de anticlinal
- 18 Ax de sinclinal
- 19 Poziții în șisturile cristaline
- 20 Foliația primară a granitoidelor de Tismana
- 21 Analize chimice
- 22 Poziția secțiunii geologice



T. BERZA
HARTA STRUCTURALĂ A REGIUNII DINTRE
COȘUȘTEA - CERNA - JIU

(după harta geologică 1 : 200.000, cu completări)

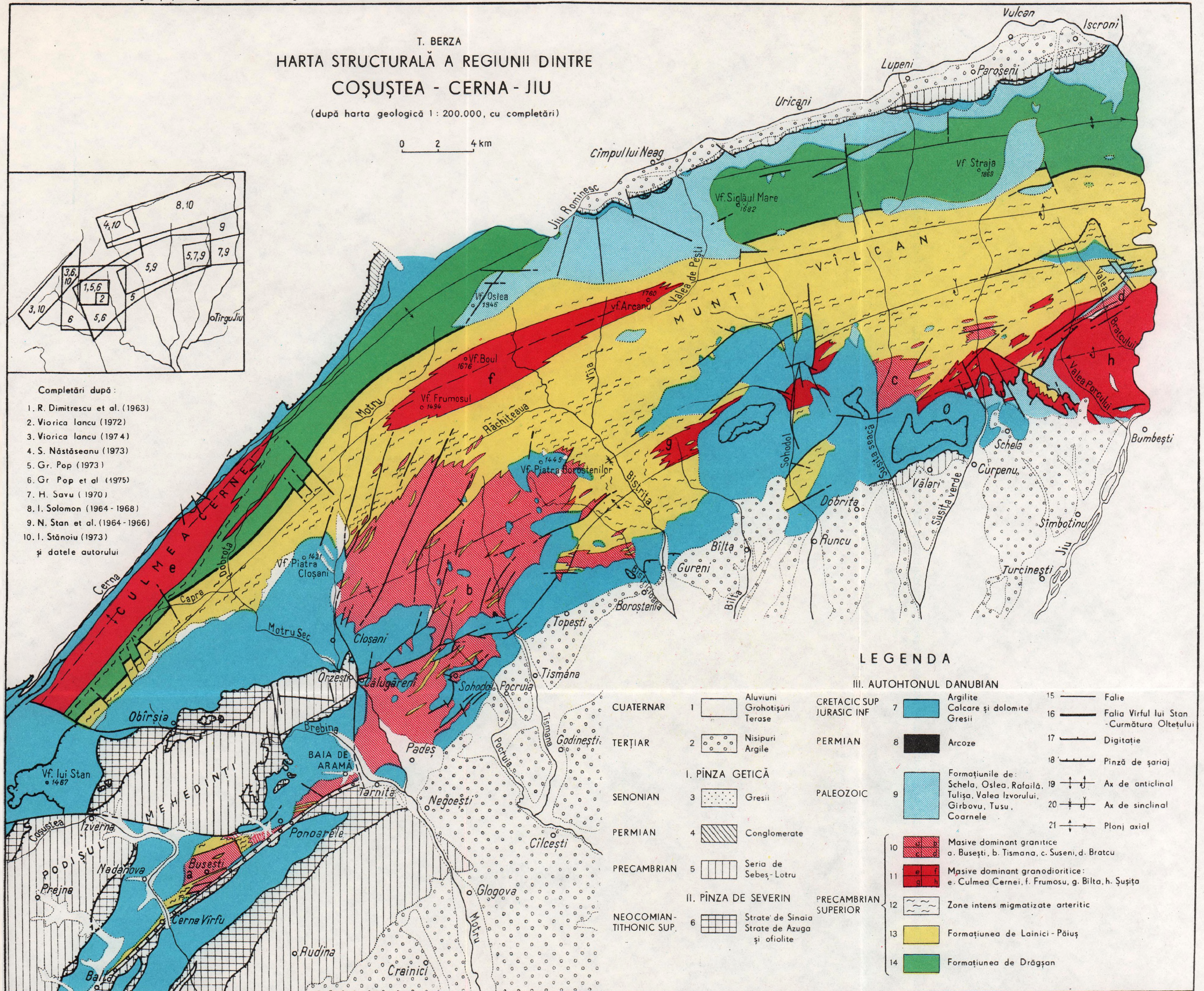
0 2 4 km



Completări după :

1. R. Dimitrescu et al. (1963)
2. Viorica Iancu (1972)
3. Viorica Iancu (1974)
4. S. Năstăseanu (1973)
5. Gr. Pop (1973)
6. Gr. Pop et al. (1975)
7. H. Savu (1970)
8. I. Solomon (1964 - 1968)
9. N. Stan et al. (1964 - 1966)
10. I. Stănoiu (1973)

și datele autorului



LEGENDA

III. AUTOHTONUL DANUBIAN

CUATERNAR	1	Aluviuni Grohotișuri Terase	CRETACIC SUP	7	Argilite Calcare și dolomite Gresii	15	Falie
TERȚIAR	2	Nisipuri Argile	PERMIAN	8	Arcoze	16	Falia Virful lui Stan -Curmătura Oltețului
I. PÎNZA GETICĂ			PALEOZOIC	9	Formațiunile de: Schela, Oslea, Rafailă, Tuliș, Valea Izvorului, Girbovu, Tusu, Coarnele	17	Digitatie
SENONIAN	3	Gresii				18	Pinză de șariaj
PERMIAN	4	Conglomerate				19	Ax de anticlinal
PRECAMBRIAN	5	Seria de Sebeș-Lotru	PRECAMBRIAN SUPERIOR	10	Masive dominante granitice a. Busești, b. Tismana, c. Suseni, d. Bratcu	20	Ax de sinclinal
NEOCOMIAN- TITHONIC SUP.	6	Strate de Sinaia Strate de Azuga și ofiolite		11	Masive dominante granodioritice: e. Culmea Cernei, f. Frumosu, g. Bilta, h. Sușița	21	Plonj axial
				12	Zone intens migmatizate arteritice		
				13	Formațiunea de Lainici-Păiuș		
				14	Formațiunea de Drăgșan		

PETROLOGIC STUDY OF THE VLĂDEASA MASSIF (WESTERN PART) ¹

BY

CHEORGHE ISTRATE ²

Sommaire

Etude pétrologique du Massif de Vlădeasa (la partie occidentale). Le Massif banatitique de Vlădeasa est emplaced dans un bassin de sédimentation épicontinentale, formé par affaissement sur des systèmes de fractures orientés est-ouest et nord-est — sud-ouest, au cours du Crétacé supérieur, fractures qui ont été actives également pendant la tectogenèse laramienne. Certaines fractures laramiennes profondes ont permis l'ascension d'importantes quantités de magma banatitique qui ont formé des plutons et des laccolites superficiels, des corps subvolcaniques et même volcaniques.

Les roches du Massif de Vlădeasa, intimement associées dans l'espace et avec de grandes variations structurales, texturales et de morphologie, mais à caractères minéralogiques et chimiques semblables, constituent un complexe volcano-plutonique.

C'est aussi un trait caractéristique de ce massif que la participation quantitative remarquable, à sa constitution, des volcanites acides à faciès variés, eutaxitiques et vitrophaniques, représentant une formation rhyolitique ignimbritique étendue sur plus de 200 kilomètres carrés.

La succession de manifestation des phénomènes magmatiques peut être encadrée en trois cycles importants :

1. Le cycle des volcanites laramiennes précoces, pendant lequel ont été mises en place, de suite : des andésites, des dacites et des rhyolites.

2. Le cycle des plutonites laramiennes sensu stricto : des diorites quartzifères et des tonalites, des granodiorites, des monzogranites et des différenciés porphyriques équivalents.

3. Le cycle des magmatites filoniennes (dykes) laramiennes tardives, représentées par des rhyolites microgranitiques, des microdiorites, des basaltes quartzifères et des lamprophyres (kersantites et camptonites).

¹ Thesis of doctor's degree maintained on May 18, 1976 at the University of Bucharest ; paper received July 11, 1975, accepted for publication November 13, 1975.

² Institutul de geologie și geofizică, str. Caransebeș 1, București.



Le Massif de Vlădeasa, par sa surface de plus de 500 kilomètres carrés, est la plus grande aire de manifestation du magmatisme laramien de Roumanie; il est un exemple illustrant les étroites relations entre les formations volcaniques et celles plutoniques, comagmatiques, au moyen des faciès de transition formés dans des conditions subvolcaniques et hypoabyssales.

On est d'avis que le magma banatitique calcoalcalin s'est formé par l'anatexie partielle de la croûte sialique continentale située au-dessus du plan Benioff de subduction, croûte ayant subi également un processus de différenciation métamorphique préanatectique.

CONTENTS

I. Introduction	179
II. History of the Geological Researches	180
III. Regional Geological Setting	186
A. Structural and Tectonic Elements	186
B. Formations of the Vlădeasa Massif	188
1. Bihor — Pădurea Craiului Autochthon	188
2. Codru — Arieșeni Nappe System	192
3. Post-Tectonic Senonian Deposits	193
4. Banatitic Eruptive Formations	196
5. Quaternary Deposits	199
IV. Volcano-Plutonic Complex of the Vlădeasa Massif	200
A. Elements to Define the Volcano-Plutonic Complex	201
1. Geological-Structural Criterion	201
2. Mineralogical and Petrographical Criterion	204
3. Geochemical Criterion	204
B. Position of the Banatites in the Alpine Tectono-Magmatic Cycle	205
V. Petrographical and Mineralogical Characters of the Banatitic Rocks	206
A. Early Laramian Volcanics (First Cycle); Nomenclature Used	206
1. Pyroxene Hornblende Andesites, Pyroxene Andesites	208
2. Biotite Hornblende Dacites	216
3. Ignimbrite Rhyolite Formation	226
4. Banded Biotite Rhyolites	244
B. Laramian Plutonic and Hypabyssal Rocks (Second Cycle)	247
1. Quartz Diorites, Tonalites, Microdiorite Porphyries	248
2. Granodiorites and Their Porphyritic Facies	255
3. Granites, Monzogranites, Microgranite Porphyries	256
4. Zerna Banded Rhyolites	260
5. Cripa Microgranite Rhyolites	261
C. Late Laramian Dykes (Third Cycle)	263
1. Mega/Microporphyrlic Microgranite Rhyolites	263
2. Quartz-Basalts (Aphyric Quartz Mela-Andesites)	265
VI. Geochemical Features of the Vlădeasa Banatites	267
A. Chemical Composition of the Vlădeasa Banatitic Rocks	267



B. Abundance and Distribution of Trace Elements	276
VII. Probable Origin of the Banatitic Magmas	282
References	289

I. INTRODUCTION

The Vlădeasa igneous massif is situated in the northern part of the Apuseni Mountains, at the junction zone between the Bihor Mts and the Pădurea Craiului Mts (Plate XIV). These mountains are constituted of sedimentary formations mainly belonging to the alpine orogene cycle, Permian and Mesozoic deposits, placed on a basement of mesometamorphic crystalline schists. The existence of two superposed structural units — the Bihor-Pădurea Craiului Autochthon and the Codru-Arieșeni Nappe System, often dislocated by fractures — represents a characteristic of this part of the Apuseni Mountains. The deep fractures formed during the Laramian tectogenesis represented ways of access towards surface for big volumes of banatitic magmas which originated shallow intrusives as well as subvolcanic or volcanic bodies. Intimately associated and presenting large structo-textural variations and morphological types but having similar mineralogic and chemical characteristics, the rocks of the Vlădeasa massif constitute a volcano-plutonic complex. The fact that a large amount of acid volcanics with varied facies, constituting an ignimbrite rhyolite formation, is part of its structure represents another peculiarity of this massif.

The Vlădeasa massif is situated in a basin formed by subsidence along the Upper Cretaceous faulting systems trending E—W and NE—SW. The sedimentary deposits which filled this basin belong to the Senonian in Gosau facies. They have an evident transgressive character if we take into consideration the fact that they cover the whole series of Mesozoic deposits and, sometimes, they directly overlie the crystalline schist basement, and represent a post-tectonic formation masking the whole alpine infrastructure of this territory.

The absence of the geological data and even that of a map for a large area of the western part of this massif made necessary the election of this subject as a thesis of doctor's degree beginning with the year 1967.

This isolated region with a complicated geological structure and a very difficult morphology, territory of over 300 km², required seven years of intense work in order to be studied and thoroughly mapped.

The relationships between the Senonian sedimentary formations within the Senonian post-tectonic basin of the Vlădeasa massif and the older formations, on the one hand, and the relationships between the Senonian deposits with the large mass of volcanics and banatitic hypabyssal bodies, on the other hand, have been cleared up; the petrological features and the succession of the magmatic phenomena have been established. The laboratory studies and especially the microscopic observations allowed the completion of the field data and the petrological and geochemical characterization of the eruptive formations. Most of the data presented are new and they will complete the image of the Vlădeasa eruptive massif.



The studied area — the western part of the Vlădeasa massif — is located west of the Drăganului Valley, tributary to the Crișul Repede River. The Remeți graben borders it towards north, this limit trending east-westwards, approximately along the parallel of the locality of Remeți on the Iadului Valley. The Rujetului Hill-Lunca Acră-Văratecului Hill, the upper course of the Sohodol Brook and of the Meziadului Valley represent the north-western and western boundary, while the alignment trending NW—SE, the Plopișului Hill-Dealul Mare-Bohodei Peak-Fîntîna Rece Peak (1 652 m) constitutes the south-western and southern limit of the studied region. The above-delimited area exceeds 300 km² and is situated in the link zone between the Bihor Mts and the Pădurea Craiului Mts; from the administrative point of view, this area belongs to the Bihor and Cluj districts. It is a difficult of access and a weak populated region; Stîna de Vale montane resort, situated in the southern part, at the Iadului Valley springs at 1 100 m height, some houses belonging to the Remeți village situated northwards at 30 km from Stîna de Vale, and a small village, Alunul, pertaining to the Lunca Vișagului village are the only found in this area. Besides the access ways from the Iadului and Drăganului Valleys, there are only short forest roads along the most important tributaries and paths on the larger valleys or summits. Adding to it the very uneven and afforest relief as well as the long distances from any locality, one can realize the difficulties met with during the field researches.

II. HISTORY OF THE GEOLOGICAL RESEARCHES

Unlike the northern part of the Apuseni Mountains, there are only few data on the western part of the Vlădeasa massif. No study of this region has been carried out up to now, the existing data originating in papers concerning neighbouring zones constituted of metamorphic and sedimentary formations.

The first geological papers mentioning the existence of the eruptive rocks in this region came out during the second half of the last century; now, they present only a historic importance. Peters (1861) presented the rhyolite and andesite rocks as porphyries and the granodiorite rocks of the Crișul Pietros region as syenites. Hauer and Stache (1863) attributed most of the Vlădeasa eruptive rocks to the group of quartz trachytes mainly relying on the analyses carried out in the laboratory; they also propose the term „dacite“ because the rocks in which oligoclase and hornblende predominate as compared to orthoclase and biotite are widespread on the territory of the ancient Dacia. In the Vlădeasa massif, the above mentioned authors separate varieties of „andesite dacites“ and „granito-porphyrific dacites“ and consider their emplacement in the early Tertiary. Later on, the mineralogical varieties of different „trachytes“ or „quartz trachytes“ are presented in the same manner, the observations including the Iadului Valley (Doelter, 1873; Szabó, 1874; Koch and Kürthy, 1878). Primics (1891, 1892) distinguishes between the „granito-porphyrific dacites“ and the „rhyolite dacites“ rich in xenoliths and proposes the name of „Vlădeasa dacites“



for the latter; he correctly denominates „andesites“ the rocks forming the large plateau at the southern limit of the massif. The same petrographic types, to which the „liparites and quartz trachytes“ are added, are also found in Koch's thoroughly paper on the Tertiary in the Transylvanian basins (1900).

At the beginning of this century one can notice obvious progresses concerning the study of the Vlădeasa massif and the neighbouring areas due to Szádeczky's papers (1904, 1906, 1915, 1930) who brought important contributions to the petrography of the massif, the knowledge of the succession of eruptive phenomena as well as the age of this massif — Szádeczky distinguishes several types of rocks which he minutely describes and, relying on the analysis of the relationships of the eruptive rocks with the Upper Cretaceous deposits of the Gosau type, he establishes the beginning of the eruptive activity in the Vlădeasa massif in the Upper Cretaceous. At the same time, he notices the widespreading of different rhyolite types, pointing out their existence west of the Iadului Valley, too.

In this period the major structure of the Northern Apuseni Mts is also cleared up relying on the studies carried out by Pálffy (1915, 1917), and Rozložník (1936) who distinguished two different Permo-Mesozoic facies: the Bihor facies, developed in Bihor and Pădurea Craiului constituting the autochthon, and the Codru facies, in tectonic position, occurring as two superposed scales overthrusting the autochthon.

A new stage in the knowledge of this region begins with the studies concurrently carried out by Kräutner (1941 a, 1941 b) and Giușcă (1950 a, 1950 b). Studying the crystalline schists and the neighbouring Mesozoic formations, Kräutner (1941 a, 1941 b) argued the existence of two facies tectonically connected and specifies the main structural elements of the region. He also shows that the mesozonal crystalline schists are sometimes diaphthorised or they present transitions towards epizonal facies. Besides numerous biostratigraphic data concerning the Permo-Mesozoic deposits of the region, Kräutner gives a proper interpretation of the stratigraphic position of bauxites and their origin, proves the presence of the Neocomian with a flysch character as well as of the Upper Cretaceous in Gosau facies.

After several years of minute researches, Giușcă (1950) drew up the first study comprising the most important and complete data concerning the Vlădeasa massif. Besides a minute petrographic study of the eruptive formations and of the contact metamorphic products, Giușcă proves the lithogenous origin of the magmas, formed by palyngenetic processes as well as the important part played by the fractional crystallization as differentiation process in the evolution of these magmas. A result of a succession of magma flows, the eruptive massif has a complex structure. It has been defined as a „taphrolite“ taking into account the form and characteristics of the eruptive mass constituting the filling of a graben. The first detailed geological map of the region, presenting the various types of banatitic eruptive rocks, completes the above-mentioned study. The western margin of this map also represents a part of the territory we are dealing with in the present study.



In the last two decades the studies in this region have been intensified and diversified. More detailed researches on the crystalline and sedimentary formations as well as on the banatitic eruptive with a view to the drawing up of some geological maps or to a prospecting aim have been also carried out. The main results obtained are found in several published papers.

Studying the crystalline schists in the Crişul Repede Valley, upstream of Ciucea, Dimitrescu (1959) pointed out their mesozonal character and their appurtenance to the Gilău series; he also identifies a new weakly metamorphosed crystalline series in the greenschist facies, constituted of quartz phyllites, and albite, epidote, chlorite schists. Dimitrescu also mentions that the epizonal series unconformably overlies the garnet mica-schists, on the western side of the Crişul Repede between the Drăganului and Pleşului valleys.

Summing up the data known till that time, Bleahu and Dimitrescu (1957) distinguished in the Northern Apuseni two crystalline series: the mesometamorphic Someş Series, widespread all over the region, representing the most thorough metamorphic unit, and the Arada Series, in the continuity of the first one, mainly constituted of retromorphosed micaschists developed especially west of the Muntele Mare granitic massif.

The minute researches in the Iara Valley zone carried out by Borcoş and Elena Borcoş (1964) allowed the separation within the Someş Series, typically represented here, of three complexes: a lower complex, characterized by the predominance of garnet paragneisses, a middle complex constituted especially of quartz schists, and an upper complex characterized by staurolite and almandine micaschists. At the deepest levels of the Someş Series there are indications of the development of some intense migmatization and anatexis processes (Stoicovici and Aurica Trif, 1961; Aurica Trif and Stoicovici, 1966), pointed out by the existence of numerous pegmatite bodies, feldspathization, tourmalinization and granitization processes in the spring zone of the Iara and Şoimu valleys. The same authors also mention the sillimanite occurrences nearby the contact with the Muntele Mare granite. Considering the above-mentioned reasons, the authors distinguish two metamorphism zones: the ultrametamorphism zone associated with the Caledonian orogenesis and the regional metamorphism zone related to the Hercynian orogenesis.

Resuming the study of the crystalline schists in the zones neighbouring the Vlădeasa massif, between the Drăganului and Iadului valleys (Cîmpeanu, Nadia Cîmpeanu, 1968) on the one hand, and the Mezeş Mts (Ignat, Domniţa Ignat, 1967) on the other hand, new arguments have been brought in favour of the existence of the two metamorphic series — the Someş and Arada Series — transgressively connected. In both regions, the authors confirmed the important part played by the diaphoresis processes pointing out, however, the existence of an epimetamorphic series.

On the basis of the results obtained from the latest investigations in the whole Apuseni Mountains area, through the correlation of the different metamorphic series, Giuşcă et al. (1967) drew up a unitary conception on the chronostratigraphy and tectonics of the pre-alpine formations. The above-mentioned authors conclude that the crystalline formations of the Apuseni



Mountains belong to three age groups — pre-Rifteen, Rifteen, and Paleozoic — and have been formed during three tectono-magmatic cycles: pre-Baikalian, Baikalian, and Hercynian. Other mineralogical, petrographical, chemical, chronological, and genetical data as well as the stratigraphical and structural elements presented, make us to consider it a reference paper on the metamorphic formation of the Apuseni Mountains.

The monography of Ianovici et al. (1969) comprises a synthesis of all data existing so far, some of them referring to the Northern Apuseni, too.

The Mesozoic sedimentary formations constituted the object of several researches due especially to the economic importance of the bauxites, famous in the Pădurea Craiului Mts. On the other hand, in the whole northern part of the Apuseni Mountains there are numerous stratigraphic, paleontologic and tectonic problems of a great interest. Relying on the researches carried out especially at the beginning of this century, the major biostratigraphic and tectonic matters have been cleared out. Important contributions, especially biostratigraphic ones, were brought during the last twenty years. Thus, Pauliuc (1958) carried out a unitary study of the Mesozoic formations constituting the Remeți Basin, pointing out the main tectonic aspects, as well as a detailed geological map. Similar results are presented by Preda (1962) in his thesis of doctor's degree for the southern part of the Pădurea Craiului Mts. As a result of the studies carried out especially in the northern part of the Pădurea Craiului Mts, Patrulius (1958, 1967, 1968) gave a new cartographical image presenting new structural elements as well as numerous paleontologic arguments for the Mesozoic deposits. He also specifies the bauxite positions in the succession of the Mesozoic deposits; Papiu et al. presents numerous new data on the mineralogy, origin and morphology of the bauxite deposits in this region.

The studies of the relationships between the sedimentary formations in the north-western part of the Transylvania Basin and the crystalline schists in the Mezeș-Ticău Mts, carried out by Răileanu et al. (1964) evidence the overthrusting tectonic character of the crystalline rocks along the „Mezeș line“, following the contact line south of the Crișul Repede Valley. The above-mentioned authors, as well as Mateescu (1925) and Szádeczky (1930) noticed that, in certain regions, the dacite of the Vlădeasa massif overlie the Paleogene deposits as a result of the movements of the Lower Badenian. Recently, Rusu (1977) has specified the Intraeggenburgian age (Savian phase) of this overthrusting.

Other more recent contributions to the biostratigraphic study of the Mesozoic of the Pădurea Craiului Mts are brought by: Istocescu et al. (1967), Antonescu (1970), Patrulius (1971), Popa (1971), Popa and Dragăstan (1973).

Dragoș (1971)³, Lupu, Denisa Lupu (1969)⁴ and Denisa

³ I. Dragoș (1971) Cretaceous Fauna and Flora on the Vlădeasa Region (the Apuseni Mountains) — Thesis of Doctor's degree, University of Bucharest.

⁴ References related to unpublished reports are marked by „r“. These reports are to be found in the I.G.G. and I.G.P.S.M.S. Archives, Bucharest.



Lupu (1977) brought also important contributions to the study of the Senonian formations.

Dragoș (1971) identified and determined a rich Senonian fauna in Gosau formation pointing to the Coniacian-Lower Maestrichtian age. Studying several type profiles, the author also established numerous horizons and beds, lithologically and faunistically characterized, the correlation with other regions being thus possible.

Lupu, Denisa Lupu (r 1969) and Denisa Lupu (1977) brought numerous data regarding the stratigraphy, paleontologic content and the ecologic and paleogeographic conditions of the Gosau facies in the post-tectonic basins of the Remeți-Vlădeasa, Borod, Roșia, etc. regions.

The researches on the banatitic eruptive formations of the Vlădeasa massif have been resumed in the last decade by Ștefan (the eastern part) and Istrate (the western part) with a view to the preparing their theses of doctor's degree under the guidance of Acad. Prof. Dan Giușcă. The field researches carried out during seven years resulted in the drawing up of some detailed maps, most of them at scale 1 : 10,000, for the whole massif, new other data being concurrently obtained. The cartographic data obtained were used by the Geological Institute for the drawing up of the geological maps, scale 1 : 50,000, Stîna de Vale (1972) and Ciucea (1973) sheets.

Among the late achievements concerning the study of the Vlădeasa banatites, we shall present further on some of them in chronological order.

Giușcă, Istrate and Ștefan (1969) defined the „Vlădeasa volcano-plutonic complex“ and presented its characteristic aspects. They pointed out the part played by the tectonic factors both in the formation of the structural frame of this massif and in the differentiation of the volcanic and plutonic rock facies.

Ștefan (1969) brought new data on the geological structure of the eastern part of the Vlădeasa massif, pointing to a huge dacite body with a character of a dyke trending north-southwards.

Investigating the western boundary of the Vlădeasa massif, in the Peșterii and Meziadului valley, Istrate and Preda (1970) emphasized, for the first time in the Pădurea Craiului Mts, the presence of some spilitized basaltic rocks. The basic rocks in the Meziadului Valley basin represent dykes trending NW—SE and NE—SW intruding the Senonian deposits, while in the Peșterii Meziad Valley the spilitized basalts are located in the lower part of the Codru Nappe, probably representing a Permian or a Mesozoic ophiolitic rock.

On the occasion of the International Symposium on Volcanology organized by Romania in September 1973, Cioflica et al. (1973) drew up a guidebook for the excursion in the Apuseni Mountains. Among the authors, Ștefan and Istrate pointed out the essential aspects of the Laramian magmatism; they described the Vlădeasa volcano-plutonic complex, the plutonic and subvolcanic bodies in other regions of the Apuseni Mountains,



the age and the evolution of the Laramian magmatism, as well as the associated metallogenesis.

New contributions have been recently brought to the knowledge of the Vlădeasa banatites. In a minute study of the „ignimbrite rhyolite formation“ in the western part of the massif, Istrate (1975) pointed out the main mineralogical, chemical and structural characteristics of the rock most extended in the region, rocks conferring a certain peculiarity to the Vlădeasa massif as compared to other regions of this petrographic province.

In order to complete the characterization of the Vlădeasa banatitic rocks a geochemical study has been recently carried out (Istrate, Irina Bratosin, 1976) relying on a number of analyses for major and trace elements. The analysed samples have been collected in the western part of the Vlădeasa massif from all types of rocks; the conclusions of these analyses, correlated with the mineralogic and petrographic data, are the basis of some appreciations on the origin of the banatitic magmas.

Besides the geological researches in the Vlădeasa massif, it is necessary to emphasize that in certain zones of this massif or in the neighbouring zones there have been also carried out investigations with a prospecting aim. There are to be mentioned the gravimetric prospecting carried out by Vencov (r 1946), the magnetometric and aeromagnetometric ones (Romanescu, r 1954; Ionescu, r 1957), Cristescu et al. (r 1965) which evidenced important magnetic anomalies in the Budureasa and Custuri zone.

The detailed gravimetric prospecting carried out by Albaiu (r 1970) in the Pădurea Craiului Mts have been also extended to the western part of the Vlădeasa massif. In this zone, against the background of the regional gravimetric minimum, there have been evidenced minimum anomalies with a local character in the Stîna de Izvor — east of Stîna de Vale, and in the Dealul Mare area — north of Măgura Gurani. These anomalies have been considered as a consequence of the space distribution of different banatitic bodies; the existence of a regional gravimetric minimum being explained by the presence of a large-sized deep-seated intrusive body, probably granodioritic.

Later on there have been also carried out gravimetric prospectings in the eastern part of the Vlădeasa massif by Ciuta (r 1972); the results have been used for the identification of some linear structural elements; the probable zone of fractures striking N—S and NE—SW have been correlated with those evidenced by the geological mapping works.

We have to point out that, unlike other regions, a detailed map of the western part of the Vlădeasa massif has been drawn only recently, and the essential matters have been cleared up relying on the observations performed at surface (Istrate, r 1971). This situation lies in the fact that up to now there are no important mineralizations in this area. However, considering the large surface occupied by banatites, the insufficient knowledge of the subsoil of the region because of the extended cover of rhyolites concealing the Mesozoic infrastructure and the numerous apophyses of a probable laccolithic body situated at a small depth, the region presents favourable premises for the identification at levels still uninvestigated of



some mineralizations similar to those of the neighbouring zones : Băița Bihor, Valea Seacă or Băișoara.

III. REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

In the northern part of the Apuseni Mountains, the most important tecto-structural units are represented by : a) the pre-Alpine basement, constituted of crystalline schists and granitoid rocks belonging to the Caledonian and Hercynian tectono-magmatic cycles, having at their upper part a Permian detrital, non-weakly metamorphosed series, containing sometimes acid volcanic intercalations ; b) the Mesozoic sedimentary cover, constituted of detrital and especially carbonatic rocks. During the Mediterranean phase some important overthrusting nappes take place ; thus three great tectonic units are identified : 1) the Bihor—Pădurea Craiului Autochthon constituted of metamorphic rocks and the Mesozoic sedimentary cover ; 2) the Codru-Arieșeni Nappe System formed of Permo-Mesozoic deposits and the upper nappe system constituted of Caledonian and Hercynian crystalline schists ; 3) the Senonian post-tectonic cover, a result of the ruptural phenomena developed after the emplacement of the nappe system ; it is found in some epicontinental basins having the facies characters of the Gosau formation.

Towards the end of the Senonian, connected with the Laramian diastrophic movements when numerous fracture systems took place, magmatic phenomena intensively developed in this region leading to the formation of the Vlădeasa volcano-plutonic complex ; in the neighbouring zones, superficial laccolithic intrusions and veins associated with them have been emplaced.

A. STRUCTURAL AND TECTONIC ELEMENTS

The existence of two Mesozoic facies in tectonic relation — the Bihor-Pădurea Craiului facies representing the autochthon, which supports Permo-Mesozoic deposits forming the Codru-Arieșeni Nappe — constitutes a peculiarity of the northern part of the Bihor massif and of the Pădurea Craiului Mts.

Important structural elements have been recognized in the Pădurea Craiului Mts. by Kräutner (1941 a, b), Răileanu (1957), Preda (1962), Patrulius (1971). The Măgura Dosului anticline trending NE—SW, constituted of crystalline schists and Triassic deposits, may be followed from north of Remeți westwards up to the Sohodolului Valley. Its SE flank is longitudinally fractured by the Sohodolului fault (Kräutner, 1941 a, b), thus coming into tectonic contact with the Remeți autochthonous basin, an important structural element, too. The latter is limited by the Sohodolului fault northwards, by the Zimbrului fault southwards, and constitutes a graben trending E—W. This is characterized by a thick series of Mesozoic deposits covered transgressively by the Senonian formation in Gosau



facies very extended southwards in the Vlădeasa Basin and westwards in the Roșia Basin.

The Vlădeasa Basin is situated south of the Remeți graben; it is formed within the area delimited by two important fractures: the Sohodolului fault, already mentioned, northwardly and the Bulzului fault southwardly. Southwards, one can notice the Bihor Autochthon formed of Permo-Triassic and Jurassic-Neocomian deposits. Intense magmatic phenomena developed within the area occupied by the Vlădeasa Basin; this area would correspond to a slight sinking which allowed, during the Upper Senonian, the formation of an epicontinental basin wherein the Gosau formation deposited. The rhyolite formation emplaced here, having a wide extension, constitutes an almost horizontal plate; it covers, together with the sub-adjacent Senonian deposits, the Mesozoic infrastructure belonging both to the Bihor-Pădurea Craiului Autochthon and to the Codru Nappe.

The recent geological and geophysical researches (Ciocîrdel, Socolescu and Teodorescu, 1967) identified, in the western part of the country, numerous deep fractures, some of them trending NE—SW known as banatitic fractures and others trending NW—SE named the Bihor-Olt fractures. These fractures are probably the response to the Pannonian block stress thrusting towards NE (Sz á d e c z k y-K a r d o s s, 1972). It is probable that the formation of the above-mentioned fractures and structural elements (horsts and grabens) as well as of the Codru Nappes are due to the same cause.

As a result of the analysis of the main tectonic elements in the studied area one may consider that the Austrian phase, wherein the tectonic structure of the consolidated autochthon has been outlined, is the main tectonic phase. Subsequently, during the Mediterranean and sub-Hercynian phases, the Codru Unit has been thrust over the autochthonous consolidated structures and new-appeared fractures determined the formation of new sedimentation basins (Vlădeasa-Remeți, Roșia, Borod). The last important movements took place during the Laramian phase (with several subphases) when the weak folding of the Senonian deposits gave rise to several new or old rejuvenated deep fractures striking NW—SE and NE—SW; they conditioned the uplift towards surface of the banatitic magmas and the formation of the Vlădeasa volcano-plutonic complex, of the Bihorean banatitic dyke systems and of the shallow laccolith bodies of the Drocca Mts and the Banat. The emergence of the whole area of the Apuseni Mountains is also a result of the Laramian diastrophism.

During the Tertiary, the new Savian and Styrian movements activated at the north-eastern boundary of the Apuseni Mountains: the Mezeș crystalline schist unit is strongly uplifted and overthrust together with a part of the Vlădeasa eruptive the Paleogene deposits of the Transylvania Depression. Other proofs of the existence of some movements during the Tertiary are offered by the small fractures which affect the Vlădeasa rhyolites and the western part of the Budureasa banatitic body.



B. FORMATIONS OF THE VLĂDEASA MASSIF

In order to get a thorough image of the Vlădeasa eruptive massif, the relationships with the crystalline schists and the sedimentary rocks from N and W, belonging to the Bihor-Pădurea Craiului Autochthon, have been studied. On the south-western side of the massif, west of the Piatra Tisei cliff up to the Stina de Vale and Bohodei, the autochthon supports deposits belonging to the Codru-Arieșeni Nappe. The sedimentary rocks constituting the two superposed units are Permian and Mesozoic (the Lower Cretaceous inclusively) in age and have been formed during several sedimentation cycles. Both units support the transgressive Senonian deposits representing a post-tectonic cover.

Further on, it is given a brief description of all the pre-Senonian formations outcropping in the study area as well as a presentation of their distribution on the map. As the Senonian deposits are more important, due to their relationships with the banatitic eruptive, we shall describe them separately. The eruptive formations will be treated less detailed as their description and space distribution are the object of another chapter.

The formations constituting the study area may be schematically presented, as follows :

- Bihor-Pădurea Craiului Autochthon
 - Retromorphosed mesometamorphic crystalline schists (Arada Series)
 - Pre-Senonian sedimentary deposits
- Codru-Arieșeni Nappe
 - Pre-Senonian sedimentary deposits
- Post-tectonic Senonian deposits
- Banatitic eruptive formations
- Quaternary deposits.

1. Bihor-Pădurea Craiului Autochthon

a) *Retromorphosed Mesometamorphic Crystalline Schists (Arada Series)*

Retromorphosed mesometamorphic crystalline schists outcrop at the north-eastern boundary of the study area, on a surface of about 10 km². Northwards, they contact the Triassic predominantly calcareous and dolomitic deposits of the Remeți graben by means of an inverse fault striking E—W; and, at the southern part, the transgressive Senonian deposits. The uninterrupted occurrence between the Sălhișului Brook and the Drăganului Valley constitutes only the southernmost part of this crystalline schist zone; it develops towards north between the Iadului and Drăganului valleys and continues north of the Crișul Repede, in the Mezeș and Rezului Mts. The crystalline schists of this zone have been attributed to the Someș metamorphic series (Giușcă et al., 1967), called so by Bleahu and Dimitrescu (1957). Within this series, Cîmpeanu and Nadia Cîmpeanu (1968) have separated four complexes: a) the micaschist complex, b) the



quartz complex, c) the amphibolitic complex and d) the diaphthorite rocks complex which can be correlated with those reported by Borcoş and Elena Borcoş (1962) in the Iara Valley zone.

According to Giuşcă et al. (1967), the micaschist complex from the upper part of the Someş Series, which underwent a retrogressive metamorphism, would represent the „Arada Series“. Besides micaschists, intercalations of amphibolites and amphibole quartz-schists are also found within this complex.

The retromorphosed schists from the studied zone are represented by a garnet-bearing micaschist complex wherein, at different levels, one of the four main minerals — quartz, muscovite, biotite, garnet — occurs in reduced amounts; thus there are transitions to garnet-bearing mica-quartzites or to muscovite and biotite-bearing quartzites. Within this complex there occur subordinately biotite and muscovite bearing red paragneisses as it can be noticed in the Mogoşul Hill, or amphibolite schists, in the Zimbrului Valley.

Microscopically the garnet-bearing micaschists are constituted of the following associations: muscovite-biotite-garnets-quartz or quartz-biotite-orthoclase-garnet \pm staurolite, in variable proportions. More ferriferous biotite or muscovite-biotite levels usually concentrate the garnets and the metallic minerals. The garnets have generally small sizes (0.2—0.8 mm) but sometimes they become abundant reaching 0.3—1 cm. Some accessory minerals, such as: apatite, zircon, titanite and tourmaline occur sparsely as very small granoblasts.

The paragneisses occurring as sporadic thin intercalations are formed of quartz-orthoclase-plagioclase-muscovite-biotite (chlorite) \pm garnet. Apatite, zircon, titanite and graphite powder occur as accessory minerals. The mica minerals reach millimetric sizes, while quartz occurs as very small grains. Orthoclase and plagioclase (oligoclase 10—15% An) phenoblasts are generally small, but sometimes they reach 2—3 mm.

The metamorphism degree of micaschists and paragneisses corresponds to the almandine zone, sometimes reaching the staurolite isograd (Winkler, 1970).

We have to point out that as we approach the contact with the eruptive massif, east of Cicleul Sălhişului, the micaschists are intensely diaphthorised, chlorites-sericite and quartzitic sericitous schists being found.

These observations confirm the existence of some local retrogressive processes in this zone too. This idea was formulated by Szádeczky (1930) and Krütner (1941) and confirmed by Cîmpeanu and Nadia Cîmpeanu (1968) who separated a diaphthoritic complex at the upper part of the Someş Series, between the Iadului and the Drăganului valleys, as well as by Ignat and Domniţa Ignat (1967) who recognized intense diaphthoresis phenomena in the Mezeş Mts crystalline rocks unit.

It could be admitted that the diaphthoresis of the mesometamorphic schists occurred concurrently with the regional metamorphism of the Bihor epimetamorphic series, in the Caledonian orogenesis (Giuşcă et al., 1967; Ianovici et al., 1969). The emplacement of the Laramian magmatites whose hydrothermal activity had contributed to the alteration of the primary



paragenesis of the crystalline schists nearby the contact and to the intensification of the retromorphism processes probably played a certain part in this process.

b) *Pre-Senonian Sedimentary Deposits*

The autochthonous sedimentary formations cover the mesometamorphic crystalline schists; they belong exclusively to the Mesozoic. These formations constitute a quite complete sequence but they have, however, some sedimentary gaps. They formed during three great sedimentary cycles: Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous.

The *Triassic deposits* are widespread at the northern and western boundaries of the Vlădeasa massif; they have identical characters in the Pădurea Craiului and Bihor Mts. Patrulius and Bleahu (1967), Răileanu et al. (1968) pointed out that, in these regions, the Triassic is characterized by the existence of a sedimentary gap corresponding to the Carnian and Norian, by the scarcity of fossils, as well as by the variations of facies and thickness.

At the northern boundary of the study area, in the eastern part of the Remeți graben, the crystalline schists are overlain by striped, cross-bedded sandstones, conglomerates, whitish or reddish quartzitic sandstones and red-violaceous, micaceous clay-sandstones. Stratigraphic data as well as the palynological association identified at the upper part of the series in the outskirts of the locality of Bucea by Antonescu (1970) prove the Lower Triassic (Seisian) age.

At the upper part of the detrital series, there develops a very characteristic carbonatic series constituted of vermiculated bituminous black limestones, dolomites and massive white limestone deposits of small thicknesses which close the Triassic sequence in the region. The vermiculated limestone series consists of bituminous blackish rocks forming thin beds or decimetric banks penetrated by diaclasses filled with white calcite or reddish pelitic material. Within this series, thin intercalations of grey limestones and coarse calcareous sandstones occur in places. In the vermiculated black limestones, situated on the lower dolomite level, Pauliuc (1958) noticed secondary dolomitization processes and identified remnants of *Gervillea modiolaeformis* Giebel, *Myophoria costata* Zenk and remnants of the *Encrinus* genus; Istocescu et al. (1966) recognized the same species north of the Crișul Repede, too. The above-mentioned fauna points to the Campilian-Anisian age of these deposits.

Elena Popa (1970), Elena Popa and Dragastan (1973) recently argued the existence of the Upper Anisian and the Ladinian. *Dado-crinus gracilis* Buch species associated with *Dasycladaceae* algae have been pointed out at the upper part of the vermiculated, black limestones. Also foraminifera and algae assemblages characteristic of the Ladinian have been evidenced in the white, reefal limestones of Wetterstein type overlying the thick series of upper dolomites which end the Triassic sedimentary cycle; during the Upper Triassic the region was emerged.



Jurassic deposits occur at the northern boundary within the Remeți graben from „Șipote“ continuing westwards up to Lunca Acră. The sequence of the Jurassic deposits may be well investigated along the Iadului Valley and its tributaries as well as on the upper course of the Leșului Valley. Both in the Remeți Basin and in other parts of the Pădurea Craiului Mts, the Lower Jurassic deposits unconformably overlain different terms of the Triassic and present characters comparable with the Gresten facies (Elena Popa, 1970).

The *Liassic deposits* begin as a series of coarse sometimes finer whitish or rusty quartzitic sandstones with calcareous cement and coaly remnants, constituting banks alternating with blackish argillaceous schists. Elena Popa (1970) identified in the Dealul Fruntea, situated north of the Iadului Valley, a 10 m thick intercalation of spathic limestones containing specimens of *Gryphaea arcuata* Lamarck. Relying on these forms which occur beginning with the Upper Sinemurian, this series has been attributed to the Hettangian-Sinemurian.

Grey-blackish, spathic gritty limestones which alternate with marls overlie these deposits. This series is about 50 m thick and contains fauna rich in ammonites, belemnites, brachiopods, specimens of *Béauriceras ludrium*, *Pleuroceras solare*, *Zeilleria subnumismalis*, *Z. cornuta*, identified in Dealul Fruntea and the Leșului Valley. Elena Popa (1970) assigned these deposits to the Carixian-Domerian-Toarcian relying on very minute biostratigraphical data.

Deposits belonging to the *Middle Jurassic* have been recognized on the Iadului Valley and its southern tributaries: the Izvorului, Strehinoasa, and Sălătrucului brooks. They are represented by Aalenian marly limestones, grey spathic limestones with Entolium and oolitic limestones with *Macrocephalites macrocephalus*, and are Bajocian-Callovian in age.

In this region the *Upper Jurassic* is represented by light grey limestone deposits forming thick banks with thicknesses exceeding 200 m; they present, at the upper part, the Stramberg reefal limestones. These limestones outcrop on the Iadului Valley and they always form a characteristic imposing relief.

Another occurrence of *Neo-Jurassic* limestones is found south of the Alunului Peak where they form a thin narrow east-west band, reaching the Drăganului Valley. They occur here as saccharoid marbles being recrystallized at the contact with the banatitic eruptive. The age of these limestones is not determined; it has been suggested by the existence of some bauxite blocks which are found at „Alunul“, overlying these limestones.

Lower Cretaceous deposits in the Remeți graben and the neighbouring regions rest on the surface with a karstic relief of the Upper Jurassic limestones. They are represented by oöid bauxites as isolated accumulations covered by a level of 2—3 m of lacustrine, bituminous, black limestones with Characeae and of reefal, massive limestones whose thickness exceeds sometimes 100 m. The latter ones contain calcareous algae, foraminifera and pachyodonts and are similar to the Urgonian facies.



2. Codru-Arieșeni Nappe System

At the south-western boundary of the Vlădeasa massif, beginning west of the Piatra Tisei Cliffs up to Stîna de Vale and Bohodei, one can follow the formations constituting the Codru-Arieșeni Nappe which rests on the Bihor-Pădurea Craiului Autochthon. Most of the deposits belong to the Triassic, except those from the Binșelei Valley which belong to the Liassic.

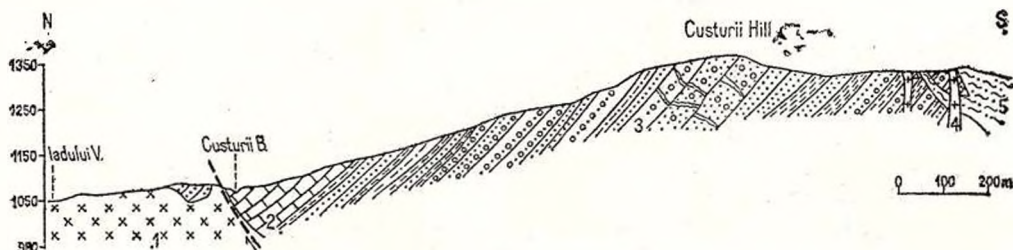


Fig. 1. — Geological section between the Iadului Valley and the Custurii Peak.

1, biotite hornblende tonalites ; 2, Campilian dolomite-limestones ; 3, Seisian quartz sandstones and red shales ; 4, microgranite rhyolites ; 5, eutaxitic rhyolites.

a) The *Triassic deposits* are constituted of two lithological complexes :

- the gritty-argillaceous detrital complex (Seisian) ;
- the calcareous-dolomitic complex (Campilian-Anisian).

The Seisian detrital complex is constituted of banks of coarse, white-violaceous quartzitic sandstones with intercalations of fine sandstones and micaceous argilloceous siltites ; red-violaceous and greenish, satinated, argillaceous schists are found at the lower levels. On the Culmea Custurii nearby Stîna de Vale, this complex is 250—300 m thick and conformably supports the calcareous-dolomitic complex (Fig. 1). The Seisian detrital complex is found again towards east, at the springs of the Aleului Valley, and the Drăganului Valley, upstream of Ciripa.

West of Piatra Tisei, it is also found the Triassic sequence formed of the above-mentioned complexes which can be followed on the Arsurii Peak, at Cornul Hîjului and north of the Meziadului Valley. The transition from the Seisian detrital complex to the carbonatic complex overlying it is achieved by alternances of centimetric thin levels of curvicortical fine sandstones with schistose marly-limestones and of fine bedded limestones within an interval of only some meters.

b) *Liassic deposits* are found only at the spring of the Binșelei Valley as they are represented by limestones and sandy marly-limestones with rare specimens of belemnites. Preda (1962) identified similar deposits on the Drăgoieștilor Brook and assigned them to the Middle Liassic.



3. Post-Tectonic Senonian Deposits

Towards the end of the Cretaceous, three important geological events took place in the northern part of the Apuseni Mountains: a) at the end of the Turonian the Codru Nappe system was emplaced and, b) there occurred systems of fractures which allowed the formation of some sedimentary basins in epicontinental facies wherein a Senonian formation of Gosau type deposited, c) the subsequent manifestation of some intense eruptive phenomena constituted the most important event at that time due to its extension and consequences.

The Gosau formation presented a great interest as, by the close connection with the Vlădeasa eruptive within a common space, it provided data on the chronology of the eruptive phenomena.

Both in the Vlădeasa zone and the Roşia Basin, the Senonian deposits are disposed on the substratum formed of the deposits of the Bihor-Pădurea Craiului Autochthon and formations of the Codru-Arieşeni Nappe System, thus having a post-tectonic character. Recent investigations on the Vlădeasa Senonian deposits (Dragoş, 1971) showed that they have a rich paleontologic content pointing to the Senonian age, from the Coniacian up to the Maestrichtian, inclusively.

The Remeţi graben Senonian deposits belong to a more restricted time interval. Denisa Lupu (1977) noticed the absence of the lithological terms corresponding to the Coniacian-Lower Santonian. The paleontological data point to the presence of the Upper Campanian-Lower Maestrichtian.

Our field researches consisted in the identification of all the occurrences of Senonian deposits, their exact mapping and the examination of their relationships with the eruptive; fossiliferous points and profiles with continuous deposits in the northern part of the region are marked.

The occurrence at the upper levels of some deposits having an important content of eruptive material determined the separation within the Senonian deposits of a) the lower sedimentary complex, and b) the volcano-sedimentary formation; between the two formations there are obvious unconformity relationships.

a) *Lower Sedimentary Complex* — the Gosau Formation — is widespread in the northern part of the region, outcropping between the Caprei Peak and the Izvorului Valley. The most interesting and complete profiles may be examined on the Lungușorului, Zimbrului and Sălhișului streams, as well as on the peaks separating them. In this area, the lower sedimentary complex overlies the crystalline schists and consists of three horizons (Fig. 2):

- the basal conglomerate horizon;
- the micaceous marly-gritty horizon;
- the brown microconglomerate horizon.

The basal conglomerate horizon represents the beginning of the fourth sedimentation cycle, the Senonian one. It is constituted of oligomictic conglomerates with perfectly rolled white quartz elements of 2—3 cm diameter, caught in a grey, gritty fine cement. In the Zimbrului Hill and the Melcilor Peak, the level lying directly on the crystalline schists is more reddish as



it contains many elements of garnet micaschists and micaceous quartzites, altered and transported at a small distance from the source. At the upper part, the conglomerates gradually pass to brown sandstones with thin intercalations of conglomerates and then to rich fossiliferous marly-sandstones.

The micaceous marly-gritty horizon disposed in continuity is constituted of marly and grey-blackish micaceous siltic sandstones, forming banks of 0.5—1 m. Sometimes, these rocks contain millimetric pyrite and marcasite concretions and a rich micro- and macrofauna, especially *Exogyres*.

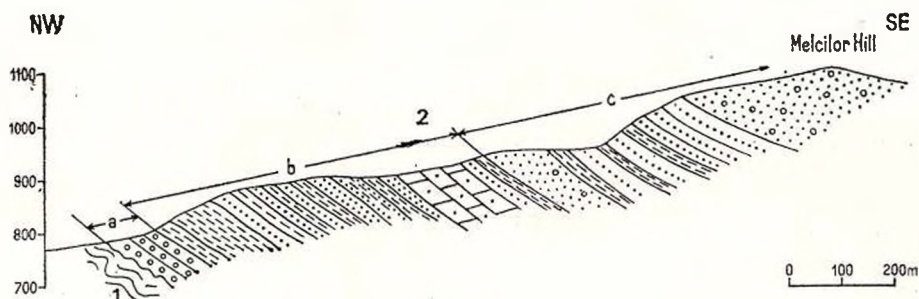


Fig. 2. — Stratigraphical sequence of the Senonian deposits between the Sălhișului Stream and the Melcilor Hill (Remeți basin).

1, retromorphosed metamorphic crystalline schists; 2 a, basal conglomerate; 2 b, black micaceous marly-clayey horizon; 2 c, brown microconglomerate sandstone.

The brown microconglomeratic-gritty horizon represents the upper part of the Senonian deposits sequence. *Actaeoneles*, *cardiids*, *hypurites* and plant remnants are found at different levels in some gritty or marly, fine intercalations.

The succession of sedimentary deposits with the above-mentioned horizons could be parallelized to that of the profiles from the Timnei Valley and the Pălănișului Hill-Pietrele Albe zone in the Vlădeasa eastern part, described by Dragoș (1971). Thus, the basal conglomerate horizon can be equated with the Upper Coniacian-Lower Santonian coarse, detrital horizon, and the other two upper horizons containing *actaeoneles* can be correlated with the gritty-argillaceous horizon which is Upper Santonian-Lower Campanian in age.

The Senonian deposits situated within the Remeți graben are characterized by a rather calcareous facies and by the absence of the lithological terms corresponding to the Coniacian-Lower Santonian cycle. In the Leșului Valley zone, the Senonian is represented by a lower level of breccious hypurite limestones and an upper level of massive, grey limestones with some marly intercalations wherein Denis Lupu (1977) determined the genus *Pseudopolyconites* as well as a microfauna constituted of *Globotruncana elevata* (Brotz), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Pseudotextularia elegans* (Rzechak), *Ventillabrella* sp., forms indicating the Upper Campanian-Lower Maestrichtian age.



Other Senonian occurrences have been identified at the south-western border of the Vlădeasa massif, between the Meziadului Valley and the Bălințel clearing, as well as on the Iadului Valley. Polygenous conglomerates with reddish, gritty cement, sandstones and grey-blackish microconglomerates are also found.

On the upper course of the Sohodolului Valley, one can notice gritty marls and marl-limestones alternating with microconglomerates. This series presents an obvious bedding and has a flysch-like aspect; it supports reddish, polygenous conglomerates.

Grey polygenous conglomerates with intercalations of coarse sandstones striking E—W are found on the Drăganului Valley, south of the Alunului Peak. Fragments of Jurassic limestones have been identified besides the Triassic, reddish sandstones. This fact as well as the correlation with the neighbouring zones, wherein similar conglomerates occur, prove the appurtenance of these deposits to the Senonian.

The observations on the Senonian from the eastern part of the Vlădeasa massif presented by Dragoș (1971), correlated with the above-mentioned data on the western part including the Remeți graben (Denisa Lupu and Lupu, r. 1969; Denisa Lupu, 1977), attest both the existence of some important facies variations and the fauna richness of the Senonian deposits, constituting a transgressive Gosau formation of epicontinental facies. The Coniacian-Lower Maestrichtian age of this formation has been paleontologically proved. The characteristics common both to the Senonian deposits formed in the Remeți graben zone and in the Vlădeasa region indicate that in fact there is only one sedimentation basin which can be named the Vlădeasa-Remeți Basin.

b) *Volcano-Sedimentary Formation.* In the northern part of the Vlădeasa region, between the Sălhișului and Lupului Valleys, a volcano-sedimentary formation unconformably overlies the Senonian sedimentary formation (Coniacian-Lower Maestrichtian). The deposits of this series are formed of a mixture of sedimentary and igneous material in variable proportions, representing tuffites, tuff-breccias and volcanic conglomerates reaching sometimes thicknesses of 100—150 m. One can usually notice a mass of grey-blackish psamopsephitic sedimentary material in which fine and coarse elements or even great blocks of andesites, dacites and rhyolites are enclosed; the very fine fraction has a similar composition: finely spread tuffaceous material, fragments of eruptive rocks and crystals mixed with sedimentary detrital material.

In general, it is a heterogeneous deposit, witness of a chaotic sedimentation. The constituent materials are either rolled or breccious; they are unsorted and show a less obvious bedding. Southwards, on the Muncei-Piatra Calului Plateau, the breccious formation exceeding 100 m in thickness comprises elements reworked from the Triassic deposits of the southern border of the Vlădeasa massif.

It is very important that the marls, the sandstones and the blackish micaceous siltites of the subadjacent Senonian sedimentary formation occur



very frequently among the reworked fragments within this formation. Considering also the transgressive and unconformable character of this formation on the Senonian sedimentary rocks, there results that the Lower Maestrichtian has been followed by an exondation period long enough during which the sediments have been lithified. Towards the end of the Maestrichtian the sedimentation was resumed concurrently with the beginning of the eruptive activity in one of the subphases of the Laramian tectogenesis.

As the emplacement of the ignimbrite rhyolite formation constituted the most important episode, the volcano-sedimentary formation is a direct product of these manifestations. It resulted from the combination of the effects of some early deep or phreatic volcanic explosions with the sedimentation of the torrential-littoral type which had been carried out in a very shallow basin.

The deposits constituting the volcano-sedimentary formation are intensely fragmented and hydrothermally affected by the later intrusion of the important mass of rhyolites. However, there are situations, e.g. those from the Mihaiului Hill northwards and the Nicșului and Dragoteanului Valleys southwards where it is difficult to mark out the boundary between the volcano-sedimentary formations and rhyolites. At the contact, the rhyolites cement the breccia elements also forming a hydrothermal aureole. In such cases we may also invoke a rather different origin for this breccia formation; it could represent an envelope resulted from rhyolite extrusion.

Thus, there takes place the passing to the following important episode — the formation of the Vlădeasa volcano-plutonic complex.

4. Banatitic Eruptive Formations

In the northern part of the Apuseni Mountains, in the region of the Vlădeasa massif, the geotectonic factors determined the appearance of some specific conditions under which the magmatic phenomena at the end of the Cretaceous developed. Thus, there are some differences and peculiarities as compared to the other banatite occurrences in the Apuseni Mountains.

a) Distribution of Banatites in the Apuseni Mountains

Most of the banatitic intrusive bodies are concentrated in a large area trending NNE—SSW, from the Mureș Valley up to north of the Crișul Repede (Fig. 3).

In the Drocea Mts, there are known several plutonic and hypabyssal bodies which intrude and metamorphose at the contact the ophiolitic rocks and the superposed Mesozoic sedimentary formations. The Săvîrșin complex body resulted from successive intrusions of quartz diorites and granodiorites in its northern part and of megaporphyric granites in the southern part. Eastwards, at Cerbia, there is another body; it has an elliptic form and is mostly constituted of granites and monzogranites accompanied by aplite and lamprophyre dykes. Northwards, there are two Laramian eruptive bodies with a more basic composition: the body situated west of Căzănești is



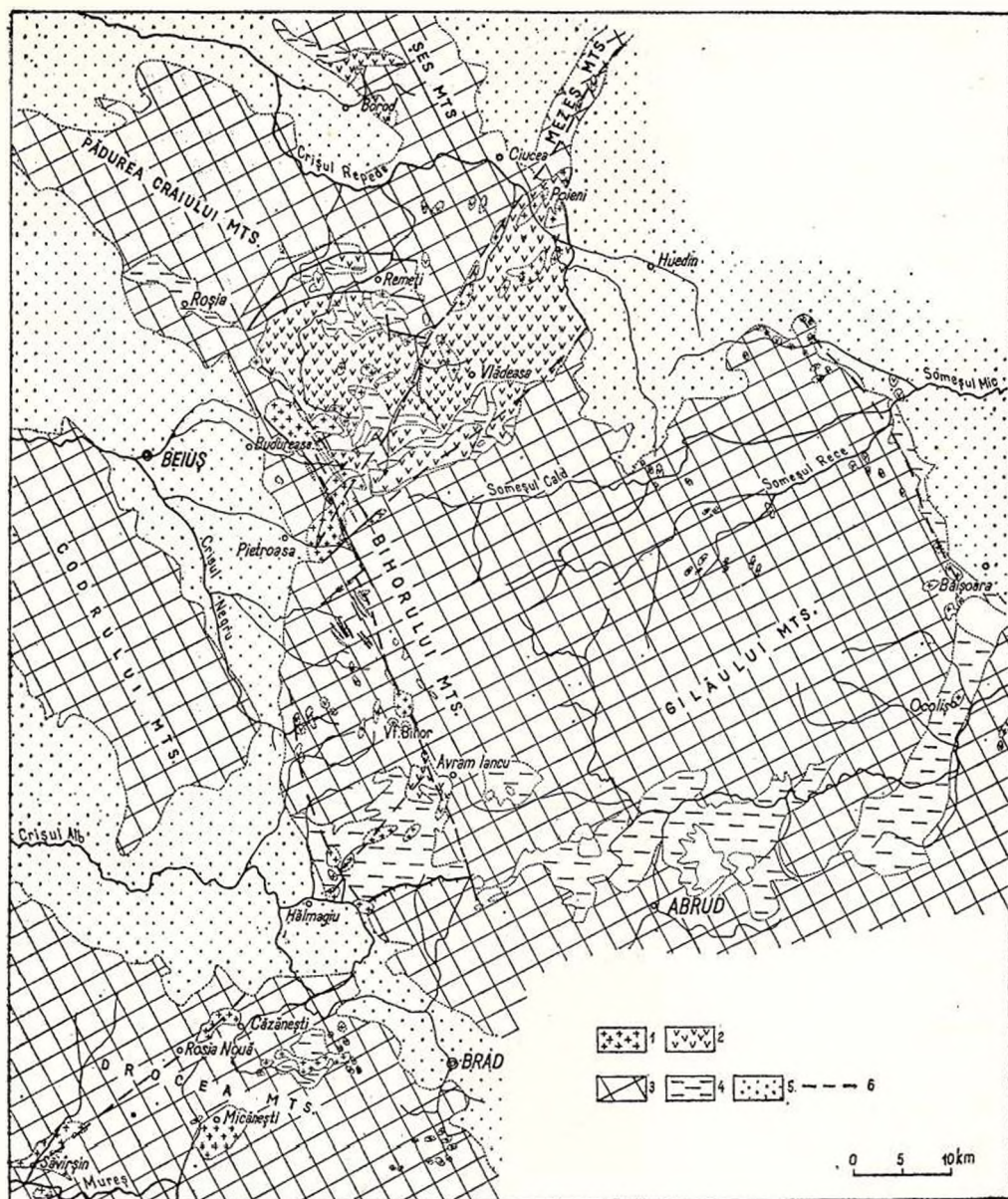


Fig. 3. — Distribution of the Laramian magmatites in the Apuseni Mountains (according to the geological map of Romania, scale 1:200,000 (with the author's completions). 1, plutonic and subvolcanic bodies; 2, volcanics; 3, crystalline-Mesozoic basement; 4, Senonian basins; 5, Tertiary post-Tectonic basins; 6, Tectono-magmatic alignments.

mainly monzogranitic and quartz-dioritic, while the Măgureaua Vaței intrusion extended NE—SW has a monzodioritic, even more alkaline composition due to the intense reactions with the neighbouring Jurassic limestones (Ștefan, Istrate, r 1973).

The banatite bodies in the Bihor Mts intruded Laramian fracture systems which affect both the Mesozoic formations and the crystalline basement. Several intrusions of pyroxene diorites, microdiorites and granodiorites accompanied by numerous dykes of andesites, rhyolites and lamprophyres are known.

North of the Crișul Negru River, the banatite dykes become very characteristic. They form parallel systems striking NW—SE and sometimes can be followed on several kilometres. The Valea Seacă banatite stock intruded Neo-Jurassic and Neocomian limestones, and similarly to the Măgureaua Vaței body, present a more alkaline facies; it is constituted of quartz monzodiorites and marginally, at the contact with limestones, of diopside, hornblende melasienites (Istrate, Alexandrina Medeașan, r 1973).

South of the Vlădeasa massif there are two important banatite masses: the Fietroasa monzogranite-granodiorite body and the Budureasa laccolith with a rather similar composition. The latter is accompanied by a quartz-diorite body as an eastern prolongation up to Stîna de Vale. It generated in its thermometamorphic aureole interesting calcic and magnesian skarns with ludwigite, ilvaite, spinel, forsterite, vesuvian as well as predazzites.

North of the Vlădeasa massif, sporadic occurrences of banatites are known at Borod (rhyolites) and the Mezeș Mts (dacites and rhyolites). Small bodies, dykes or apophyses are also found on the north-eastern border of the Gilău massif, at Ocoliș, Băișoara, Gilău-Căpuș, as well as in the basin of the Someșul Rece and Someșul Cald rivers.

b) Eruptive Formations of the Vlădeasa Massif

The geotectonic conditions by the end of the Cretaceous favoured the occurrence of the intense magmatic phenomena in this region. The repeated supplies of sialic magmas originated a complex structure formed of rocks with very varied morphological types and chemico-mineralogical characters. On the whole, this eruptive structure constitutes a volcano-plutonic complex encompassed in a graben-like sinking zone. The magma uplift was especially carried out on fracture systems mainly trending NE—SW which affected the crystalline-Mesozoic basement forming the Vlădeasa post-tectonic basin. Northwards, at the Remeți graben contact, the Sohodol and Zimbrului faults are in many places marked by the intrusions of granitic and dacitic bodies. Southwards, at the boundary with the Someșul Cald graben and the Central Bihor Mts, the Bulzului faults are marked by granodiorites and by the andesites constituting the Bohodei-Nimocasa Plateau.

The eruptive formations from the inner part of the massif are represented by hornblende/pyroxene quartz-andesites, dacites and especially a great diversity of rhyolites consolidated under subvolcanic conditions. They are intruded by later masses of diorite, granodiorite, granophyre, microgranite, and granite.



The andesites are more widespread in the eastern part of the Vlădeasa massif and are found especially at the margin of the massif. In the western part, at the Drăganului Valley springs, hornblende andesites pierce the Senonian deposits in the Bohodei Peak area, while the new identified pyroxene andesites between the Plopișului Hill and Meziadului Valley overlie the Triassic deposits of the Codru Nappe.

The hornblende dacites form small bodies situated almost exclusively at the massif periphery; they are always associated with the occurrences of the Senonian deposits. The dacites from the eastern part of the massif constitute intrusive nappes within the Cretaceous deposits or at their contact with the Permian, while westwards there are found small lava masses overlying the Senonian; they occur either as cupolas or as elongated plugs which, by their linear distribution, point out linear fracture.

The Vlădeasa massif is constituted to a great extent of rhyolitic rocks. In the western part, the rhyolites extend over 200 km² constituting an ignimbrite formation. According to the conditions under which the rhyolite magma consolidated — either under a Senonian sedimentary cover or on the surface — the rhyolite rocks occur as different facies: massive, eutaxitic, welded tuffs, and vitrophyre.

The emplacement of the ignimbrite rhyolite formation began with volcanic explosions, partly with a phreatic character. Thus, there occurred first the volcano-sedimentary formation wherein fragments of the previously formed andesites and dacites beside blocks of rhyolites with finely fragmented pyroclastic material are to be found.

The emplacement of the intrusive bodies constituted a later important event in the evolution of the magmatic phenomena. These bodies have morphological and structural characters similar to those of the other intrusive bodies of the banatitic province. They represent small laccoliths, dykes or apophyses of a banatitic pluton situated at a small depth in the crust, below the Vlădeasa graben. Along the Drăganului Valley as well as in other places west of it, the small bodies of quartz-diorites, granodiorites and granites intersect the previously formed volcanics causing mechanic and hydrothermal effects at the contact.

The dykes of microgranite rhyolites, quartz-basalts and lamprophyres intruding both the plutonics and the volcanics are considered the last manifestations of the Laramian magmatism. They occur more frequently in the southern part of the region where they form parallel dykes of some metres thick, striking NW—SE, which sometimes can be followed on a long distance. They are less characteristic of the northern zones of the massif.

5. Quaternary Deposits

As in the western part of the Vlădeasa massif there is a typical mountain relief, the Quaternary deposits are not very widespread.

They are represented by debris especially in the spreading area of the eruptive formations and the Triassic (Seisian) quartz sandstones, by small alluvial cones at the more important confluences and by alluvial deposits along the main valleys — the Iadului and Drăganului valleys as well as their more



important tributaries. The extension and thickness of these deposits are always very limited.

In the Iadului Valley middle course zone, between the confluences with the Lupului and Runc valleys, there occur deluvial deposits exceeding 10 m thick.

At Lunca Acră, alluvial deposits which can be followed on about 1.5 km in length, constitute the filling of a large polje formed at the contact of the Jurassic limestones with the subadjacent Liassic sandstones and with the rhyolite formation.

In the outcropping zones of calcareous and dolomitic deposits, karstic morphology — caves, dolines, avens — and associated phenomena are frequently encountered. They are more characteristic in the Alun-Drăganului Valley zone, the basin of the Leșului-Lunca Acră Valley, and in the surroundings of the Stîna de Vale mountain resort.

IV. VOLCANO-PLUTONIC COMPLEX OF THE VLĂDEASA MASSIF

The magmatic phenomena developed in this region present some peculiarities as compared to the rest of the banatitic province. Some important fractures, striking mainly NNE—SSW and NW—SE, which appeared during the Neocretaceous diastrophism, controlled the formation of a sedimentary basin. Towards the end of its existence by the end of the Senonian, this basin constituted the manifestation area of some intense magmatic phenomena associated with the Laramian tectogenesis. This eruptive massif has a flattened form representing a shallow subvolcanic body. It has been shown that it is located in a sinking zone limited by fractures, thus constituting a taphrolite (Giușcă, 1950). The recent investigations confirmed the existence of a large Senonian sedimentary basin in the Vlădeasa region. Here, there have been emplaced first on the surface and then at a shallow depth andesite, dacite and rhyolite magmas followed, at a short time interval, by the intrusion of some granodiorite, granite and quartz-diorite bodies.

The Vlădeasa massif constitutes a volcano-plutonic complex (Giușcă et al., 1969); it is formed of various volcanic and plutonic rocks genetically connected, closely associated in time and space; they present wide structural and textural variations as well as morphological forms, but have similar mineralogical, petrographical, and chemical characters. The Vlădeasa massif, exceeding 500 km², represents the most widespread manifestation area of the Laramian magmatism in Romania. It is an example for the close relationships existing between the volcanic and plutonic formations through some transition facies formed under subvolcanic and hypabyssal conditions.

An important characteristic of the Vlădeasa massif is the considerable amount of acid volcanics with varied facies constituting an ignimbrite rhyolite formation which takes part in its structure.

The different local conditions as well as the heterogeneous character of the acid magmas, emplaced at different times, led to the appearance of numerous rhyolite types and of the transitions to the granitic rocks — evidence of the consolidation of these magmas at variable depths. Thus, beside



the four facies of the ignimbrite rhyolite formation, biotite banded rhyolites, Zerna banded rhyolites, Cîrpa microgranite rhyolites, and granophyres occurred, too.

The evolution of the magmatic activity in this region developed during three distinct episodes, some similarities with the Poiana Ruscă being noticed (Tab. 1).

The magmatic phenomena developed near the surface or under superficial subvolcanic conditions, constituting a series of volcanics such as andesites-dacites-rhyolites representing *the cycle of the early Laramian volcanics* (I).

The plutonic and hypabyssal formations represented by diorites-granodiorites-granites as well as their porphyric varieties have been later emplaced and constitute *the cycle of the Laramian plutonites* (II).

The last episode in the magmatic activity takes place after the consolidation of the volcanic and plutonic formations and is represented by dykes of lamprophyres, micro/megaporphyric microgranite rhyolites, striking NW—SE. The dykes intersect the whole Mesozoic sedimentary structure as well as the previous volcanic and plutonic formations; they constitute *the cycle of the late Laramian dykes* (III).

The banatite magmas evolved from intermediate to a more acid composition. The petrochemical diagram show ever smaller contents of ferromagnesian elements and a continuous enrichment in silica and alkalis (especially K) in the final stages of the magmatic evolution.

The mineralogical, petrographical and chemical similarities led to the idea that in the Vlădeasa massif the volcanic formations of the early cycle and the Laramian s.str. plutonic rocks are comagmatic products. They originated in the same magmatic basin by repeated pulses at certain time intervals. The qualitative differences of the rocks are due to the variable composition of the original magma from different zones of the magmatic chamber, while the structural-textural characteristics are a result of the various tectonic conditions wherein the magma consolidated.

A. ELEMENTS TO DEFINE THE VOLCANO-PLUTONIC COMPLEX

The existence of the rhyolite formations in close connection with the plutonic ones within the Vlădeasa massif presumes a complex evolution of the magmatic phenomena in a large time interval.

As the minute descriptions of the rocks will constitute a special chapter, further on we shall point out only elements defining this complex, taking into account the criteria proving the comagmatic origin of the volcanic and plutonic rocks.

1. Geological-Structural Criterion (Field Data)

The obvious association in time and space of the volcanic and plutonic rocks in the whole Vlădeasa massif as well as the direct relationships between them point out that the volcanic and subvolcanic phenomena preceded the



TABLE 1
Evolution of the Magmatic Phenomena; Succession of the Banatitic Rocks

The Vlădeasa Massif (west)	Polana Rusă	The Carpathians, Romania
G. Istrate	H. G. Kräutner and Florentina Kräutner (1972)	G. Ciolfica and Ș. Vlad (1973)
<i>Late Laramian Dykes (Third cycle)</i>	<i>Third cycle</i>	<i>Laramian magmatism</i>
— Quartz basalt, lamprophyres	Phase 2 — Kataphorite camptonites	Odinites, spessartites, kersantites, camptonites, malchites, etc.
— Micro/megaporphyritic microgranite rhyolites	Phase 1 — Odinites, spessartites, kersantites, microdiorites	
<i>Laramian Plutonites (Second cycle)</i>	<i>Second cycle</i>	
— Microgranites and granophyres	Phase 2 { Rhyodacites	Andesitic basalts, rhyodacites, rhyolite porphyries, granodiorite porphyries, microdiorites, etc.
— Monzogranites	— Andesites (various types)	
— Granodiorites	— Aplites	
— Quartz diorites	Phase 1 { Granodiorites	Granodiorites, granites, quartz-diorites, syenites, monzonites, gabbro-aplites, etc.
— Tonalites	— Pyroxene diorites	
<i>Early Laramian Volcanics (First cycle)</i>	<i>First cycle</i>	
— Ignimbrite rhyolite formation	Phase 3 — Andesitic lavas and pyroclastics	Quartz-microdiorites, diorites, etc.
— Biotite hornblende dacites	Phase 2 — Ignimbrite formation	
— Pyroxene hornblende andesites	Phase 1 — Basaltic andesites, pyroxene andesites, pyroclastics	
— Pyroxene andesites		
		<i>Senonian volcanism</i>
		— Ignimbrite formation
		— Andesites, dacites, pyroclastics

plutonic and hypabyssal phenomena and at the present erosion level the volcanics substantially predominate over the plutonic formations. The estimation of the extension area on the present surface of the different rock-types, in the western part of the massif (Tab. 2), shows that the volcanic rocks are the most widespread (200 km², 95.5%). Among them, the rhyolites cover 194 km², 96.8%, the andesites 2.3 km², 1.2%, and the dacites 4 km², 2.0%. The intrusive rocks, granites-granodiorites-diorites, outcrop on 9.5 km²,

TABLE 2

Rock-types	Surface, km ²	%	Total
Rhyolites	194	92.4	200 km ² , 95.5 %
Dacites	4.0	1.9	
Andesites	2.3	1.1	
Basalts	0.04	0.02	
Granites— quartz-diorites	9.5	4.53	9.5 km ² 4.5 %
Quantitative ratio volcanics/plutonites = 20 : 1			

4.5%. Considering that the plutonic rocks outcrop in the areas with the most profound erosion level and that in these areas only the apophyses of some deep-seated bodies are exposed, one can appreciate that at greater depths, at levels now unexplored, the plutonite/volcanite ratio will be considerably changed.

The common structural control proves also the comagmatism of the volcanic and plutonic rocks. The location of these formations within the Vlădeasa post-tectonic basin, controlled by the Neocretaceous fracture systems, and especially the frequent repartition of the banatitic bodies along these fractures, indicate that the structural factor played an important role in the ascent of the magma at the surface and in the appearance of the plutonic and volcanic facies.

It has been pointed out the important part played by the fracture along the Drăganului Valley (Giuşcă et al., 1969) and by some systems of fractures delimiting the Vlădeasa massif towards north and south. The Zimbrului fault northwards, at the boundary with the Remeți graben, is marked on the whole length by small bodies of dacites and porphyritic microgranites. The andesites situated southwards ascended along a fracture trending NE—SW, between the Bohodei Peak and Nimoeasa; westwards, systems of fractures trending NW—SE conditioned both the ascent towards surface of the andesite and dacite magmas and the spatial distribution of the basalt and microgranite dykes. Thus, the association of different types of volcanic and plutonic rocks on the same systems of fractures leads to the assumption on the existence of some common feed channels with magmas originating in the same magmatic basins.



Transition facies from the plutonic-holocrystalline through the hypabyssal porphyritic to the typical shallow or surface facies with fluidal structure and cryptocrystalline or hyaline textures represent another criteria for the establishing of the comagmatic character of the banatitic rocks. The intrusive rock apophyses occurring in different places between the Iadului and Drăganului valleys usually present holocrystalline structures in the central part while the marginal parts are characterized by porphyritic texture reaching fluidal or banded aspects very similar to the proper volcanic facies.

The Ciripa microgranite rhyolites, the Zerna banded rhyolites as well as the rocks from the margin of the quartz diorites outcropping in the Iadului and Zăpozii Valleys are also transitional facies.

2. Mineralogical and Petrographical Criterion

This criterion constitutes one of the fundamental elements which prove that the rocks forming the volcano-plutonic complex originate in a common magma. Taking into account equivalent rocks resulted from the magma consolidation at different depths, one can notice the obvious resemblance as concerns the mineralogical composition from the quantitative and qualitative viewpoints. The rhyolites, granites, dacites, and granodiorites, as well as andesites and diorites are constituted of minerals characteristic of the calc-alkaline associations. In the silica-rich rocks, biotite occurs beside the three essential minerals — quartz, orthoclase, oligoclase — while the associations quartz, andesine, common hornblende, subordinately biotite, or andesine-labradorite, hornblende, diopside-augite are characteristic of the more basic rocks.

The more common accessory minerals are : zircon, apatite and magnetite ; sometimes one can also notice tourmaline and fluorite related to pneumatolitic supplies.

The deuteric and hydrothermal alterations take place similarly ; they are characterized by associations of epidote, illite, chlorite, and calcium zeolites. The appearance of postmagmatic mineralized solutions is more frequently connected with the plutonic and hypabyssal facies while the large hydrothermal aureoles and the mineralizations are missing in the volcanic facies.

As in the banatitic magmatism from this region the plutonic phenomena follow the volcanic ones and the metallogenetic activity is generally associated with the plutonic facies, there results an enrichment in volatile and metalliferous substances in the late stages of the magmatic chamber evolution. Besides H_2O , H_2S , CO_2 one can also notice the presence of fluorides, chlorides, borates ; sometimes, Bi, W, Mo or Li are found beside the usual base metal sulphides (Pb, Zn, Cu).

3. Geochemical Criterion

The geochemical criterion represents a new argument attesting the comagmatism of the plutonic and volcanic rocks. The chemical composition referring both to the major oxides forming these rocks and to the minor elements contents argue this point of view. All the petrochemical diagrams



point out the appurtenance of the banatitic rocks from this region to the calc-alkaline association characteristic of the orogenic zones.

The participation of a small amount of the major ferromagnesian elements (Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO) as well as of the related trace elements (V, Co, Ni) as compared to equivalent rocks from Romania or other regions of the world is a common characteristic of all the Vlădeasa rocks.

The characters presented prove the affinities of the volcanic and plutonic rocks of the region and demonstrate their origin in the same magmatic chamber; thus the Vlădeasa massif constitutes an exemple of a Laramian volcano-plutonic complex.

B. POSITION OF THE BANATITES IN THE ALPINE TECTONO-MAGMATIC CYCLE

The volcanic and plutonic phenomena depend both on the peculiarity of the tectonic processes and on the development stage of each geostructure. Thus, in the evolution of the orogenic zones, three important stages can be recognized: a) the formation of the geosynclinal depression, usually accompanied by an ophiolitic magmatism; b) geoanticlinal uplift accompanied by folding and orogenesis, and c) the formation of the post-orogene structures and the development of the corresponding magmatism.

Compared to the stage of folding and orogenesis which usually develops during a long period of time, a folded mountain region resulting, the post-orogene tectonomagmatic stage develops during a shorter time interval. Stille (1960) considers it a quasi-cratonic stage, and Sheynmann (1968) calls it the „Stage of complete folding“ as he considers that this stage represents the transition from a mobile zone stage to a rigid platform stage.

The post-orogene stage is characterized by the interpenetration of some volcanic and plutonic manifestations. In all cases, there occur large fields of acid effusive formations and hypabyssal or shallow intrusions which are controlled by fracture zones and constitute volcano-plutonic formations. Ustiev (1970) considers these magmatic phenomena very characteristic of the regions with folding completion which will pass gradually into platforms. Stille (1950) defines the magmatism following the main uplift phases of the folded orogene structures as a subsequent magmatism.

In the Apuseni Mountains, the Alpine tectonomagmatic cycle began in the neo-Kimmerian substage with the ophiolitic formation constituted in three successive stages. The ophiolitic magmatism ended as the first strong paroxysm began in the Austrian phase, at the end of the Aptian and partly in the Albian (Ianovici et al., 1969). The phase of the Mescretaceous foldings represents the main Alpine folding phase of the Apuseni Mountains. After this phase, the plicative tectonic deformations became less intense, the ruptural phenomena being strongly prevalent. An important moment in the evolution of the North Apuseni Mountains took place at the end of the Senonian. The tectonic movements from the end of the Lower Maestrichtian determined the interruption of the sedimentary processes of the Gosau type in the Vlădeasa basin and the folding of the Senonian deposits; the ruptural deformations controlled the ascent towards the surface of the magmas, thus the Laramian magmatism being released.



Referring to the main orogenesis phase developed during the Mesocretaceous, the Laramian magmatism represents the subsequent magmatism (Giușcă et al., 1966).

In the Vlădeasa massif, the volcanism had, at the beginning, an explosive character as it is proved by the existence of some fragments of andesites, dacites and rhyolites and of some tuff-breccias and tuffites within a volcano-sedimentary formation. The age of this formation could not be specified yet; it has been pointed out only the fact that it transgressively overlies the deposits of the Gosau formations which include the Lower Maestrichtian and, at the contact, it is intruded and affected by the Laramian effusive and intrusive formations. We appreciated that this formation originated in connection with the emplacement of the ignimbrite rhyolites of the cycle of the early Laramian volcanites. Together with the other banatitic rocks belonging to the cycle of the Laramian plutonites and to the cycle of late Laramian dykes, they constitute the Laramian subsequent magmatism.

V. PETROGRAPHICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERS OF THE BANATITIC ROCKS

A. EARLY LARAMIAN VOLCANICS (FIRST CYCLE); NOMENCLATURE USED

The petrographical and mineralogical characters of the main types of the Vlădeasa volcanic rocks have been presented in several papers but they refer especially to the rocks from the eastern part of the massif (Szádécký, 1904, 1915; Csiki, 1941). More recently, in a thorough study of the whole massif, Giușcă (1950) treated this problem in a modern manner, pointing out the essential characteristics of the varied types of rocks and the relationships among them. Beside the mineralogical characters, the chemical characters are also taken into consideration for the definition of the rocks.

As there were no data for the western part of the massif, we had to separate the petrographic types and to correlate them with similar rocks from the eastern region. At the beginning, the prefixes „pheno“ and „hyalo“ — as proposed by Niggli (1931) and Rittmann (1962) — were used for the definition of the dacite and andesite types; later, with the new data the rocks could be defined more precisely.

As the volcanic rocks, beside phenocrysts in variable proportions, present mostly a microcrystalline, cryptocrystalline or vitreous groundmass, their modal composition cannot be estimated microscopically but by calculation from the chemical analyses.

Both the norm calculated according to Niggli method and the American one (CIPW) led to errors. As in case of the CIPW norm the normative orthoclase is considered the alkaline feldspar and as plagioclase the total albite + anorthite, several rocks plot on the QAP triangle in spaces defining erroneously the rock type. More often, values higher than the real one have been obtained for the metallic oxides (accessory minerals).



The main types of volcanic rocks widespread in nature have been defined more precisely using Rittmann parameters who consider the real mineral components of the analysed rock (Rittmann, 1962).

An obvious progress in the classification and nomenclature of the volcanic rocks has been recently obtained concurrently with Streckeisen's proposals (1967) and especially with Rittmann's elaboration of the new calculus method of the „stable mineral assemblages“ (1973).

Thus, the main types of the Vlădeasa volcanic rocks have been defined relying on the mineralogical and chemical composition considering also the plagioclase composition, the order-disorder, the colour index. The establishing of the petrotypes has been done according to the projection of the values from Rittmann's norm on the QAP triangle (Streckeisen, 1967, 1973), and the denomination of the rocks according to those proposed by these authors.

In the definition of the rock types, we avoid the introduction of the new denominations considering that it is enough to present, when necessary, the main characteristic mineral beside the rock name. The local denomination used by Giușcă (1950) in order to differentiate the types of rhyolites (of Zerna, Ciripa, Vlădeasa) found also in the western part of the massif have been maintained; we added, as adjectives, the terms with a genetical or structural-textural significance: microgranitic rhyolites (Ciripa type), Vlădeasa ignimbrite rhyolites.

The biotite, hornblende dacite usually contains more hornblende; that is why this mineral is placed close to the rock name. From the chemical and mineralogical points of view, the Vlădeasa dacites really correspond to some typical granodiorites. In the western part of the Vlădeasa massif, there are found only rocks equivalent to Giușcă's Lunca dacites in the eastern part; the other types of dacites described in the eastern region are not encountered.

Though similar chemically, the two Vlădeasa andesite types differ from the mineralogical and textural points of view. The pyroxene andesites although very dark-coloured correspond, as concerns the chemism, to some typical andesites ($\text{SiO}_2 = 59.35\%$, etc.); their colour index is 19.61—24.61 and the plagioclase composition correspond to andesine.

The late Laramian basalts present the characteristics of the banatite rocks but sometimes consist of an autometamorphic paragenesis: chlorite-albite-calcite \pm epidote.

It is obvious the clear delimitation by the silica content of the four rock types — quartz basalts (46.70% SiO_2), andesites (59.35 — 59.86%), dacites (64.96 — 65.62%), rhyolites (68.56 — 76.46% SiO_2) — as well as the great variety of the structural-textural characters of rhyolites; it led to distinction of four rock facies within the ignimbrite rhyolites, as well as other types of rhyolites: biotite banded rhyolites, Zerna banded rhyolites and Ciripa microgranitic rhyolites.

The QAP values resulted from the calculation of Rittmann norm (1973), projected on Streckeisen's triangle, show that the main Vlă-



deasa rocks are plotted in the corresponding fields. Most of the rhyolites are concentrated in the fields 2—3 a, except four of them placed in the field „3 b“ corresponding to the rhyodacites. Dacites occupy a central position in the field 4 while andesites are placed in the field 5 which corresponds, according to Streckeisen (1973), to plagiodacites. Our observations on the Vlădeasa andesites show that they correspond from all points of view, including mineralogy and chemism, to some normal andesites. Plagioclases from these rocks have variable compositions, 36—61% An; there are three crystal generations and indications of a lack of equilibrium with the preexisting surrounding melted lava wherein they existed. As the plagioclase average composition cannot be established — Rittmann (1973) recommends to consider the colour index (up to 40% for andesites) in order to differentiate andesites from basalts — and the chemical composition is identical to the typical andesites of Daly (1932), Chayes (1969), Taylor (1969), it would be probably suitable for this field (5) to correspond to the quartz andesites.

The quartz basalt is projected in the field 10* nearby the space which defines the proper basalts. However, the chemical composition and the rock structure are characteristic of the basic rocks. The colour index 40 and sometimes the quartz presence could justify the defining of these rocks according to the present classification also as aphyric quartz-andesites.

1. Pyroxene Hornblende Andesites, Pyroxene Andesites

a) *Distribution and Morphological Types*

The andesite rocks, although widespread in the eastern part of the Vlădeasa massif, occur on reduced surfaces (about 2.3 km²) west of the Drăganului Valley. So far there were known only hornblende andesites in the Drăganului Valley spring zone forming the plateau between the Bohodei Peak (1654 m) and Nimocasa. The detailed data presented by Giușcă (1950) show that the andesite overlies, southwards, Cretaceous deposits and has some nonhomogeneities. Thus, quartz andesites, even dacites in places, are found between Bohodei and Piatra Grăitoare and andesites almost without quartz are found eastwards. Between Cumpănățel and Piatra Grăitoare, dark-coloured pyroxene andesites containing quartz andesite enclaves could be mapped.

Our observations regarding the andesite occurrences in the western part of the massif indicate that beside the hornblende andesites constituting the Bohodei Peak, north of it, towards the Priscop clearing, one can find andesites with similar characters forming a cover 50 m thick overlying the late-Senonian breccious formation. These andesites could be followed on the peak striking east-westwards nearby the Drăganului Valley on about 1 km.

In the northern part of the region, along the Lupului Valley middle course, there has been identified a small andesite body intruded by the subsequent hornblende dacites both covered by an extended plate of rhyolites; besides the geometric relationships, the emplacement succession has



been also attested by the andesite enclaves found frequently in the mass of dacites and rhyolites.

Andesite rocks are also found within the Maestrichtian volcano-sedimentary formation as blocks or finely pulverized tuff material, more abundant in the surroundings of the Lupului Hill.

The occurrence of some pyroxene andesites at the western boundary of the massif, in the Meziadului Valley zone, is very interesting. Here, on the western slope of the Plopișului Peak and the western side of the Meziadului Valley, downstream the confluence with the Dumbrăvița Spring, there have been identified two small occurrences of pyroxene andesites overlying Seisian quartz sandstones and shales. The andesites are intruded by the biotite banded rhyolite constituting the Plopișului Peak and are covered by eutaxitic rhyolites. The petrographic characters of these andesites are obviously different from those of the hornblende andesites from Bohodci. As there are no direct relationship between these two andesite types, we agree with Giușcă (1950) who considers that the pyroxene andesites are subsequent.

The hornblende andesites of the Bohodei Peak seem to represent an intrusive sheet, overflowing northwards; its emplacement has been controlled by an important fracture striking NE—SW, recently confirmed by gravimetric measurements (Ciuta, 1972). The pyroxene andesites from the Meziadului Valley represent a part of the more extended lava flow, fragmented by the biotite rhyolite body from the Plopișului Peak and covered by the subsequent eutaxitic rhyolites.

b) Petrographic and Mineralogic Features

Hornblende andesites have been minutely presented by Giușcă (1950). They differ from the pyroxene andesites but in some respects they are similar to the Lunca dacites. Their main characteristic is the relative large amount of small-sized plagioclase phenocrysts (1—3 mm) giving a granular aspect to the rock. Microscopically, plagioclase crystals show frequent corrosions, are slightly zoned and twinned and present restricted composition variations between 45—55% An. They are sometimes fresh but usually they are partly altered, especially to calcite and illite or to albite-epidote.

The common hornblende occurs rather frequently but it is intensely altered only seldom being well preserved. More often than not it is intensely opacitized or completely replaced by pennine. Isometric or slightly prismatic, small grains of pyroxenes totally substituted by pennine lamellar aggregates are found in places. Quartz occurs quite frequently but in small amounts; it is always intensely corroded, sometimes being completely resorbed. It represents probably xenocrysts which have always been in nonequilibrium state with the andesitic magma. The groundmass of the andesite presents some microcrystalline nonhomogeneities. Sometimes, it contains oriented plagioclase microlites constituting pilotaxitic microtextures, or spherulitic texture occurs against the microcrystalline background. Magnetite, zircon and smoky apatite, always of small sizes, are found as accessory minerals.

The modal composition of hornblende andesites can be followed in Table 3.



The hydrothermal or autometamorphic alterations can be noticed through the appearance of secondary minerals, chlorite, calcite, albite and epidote on the plagioclases or the femic minerals, as well as of some microscopic quartz or chlorite veinlets traversing the rock.

TABLE 3

Modal composition	1. Bohodel	2. Prislop	3. Fintina Rece
Plagioclase	34.2%	28.3%	26.4%
Hornblende (\pm Px)	5.6	3.1	3.2
Quartz	2.1	1.6	1.1
Magnetite, zircon, apatite	1.6	0.8	1.5
Groundmass	56.5	66.2	67.8

Pyroxene andesites are characterized by a more reduced amount of plagioclase phenocrysts of 2—3 mm, often idiomorphic, slightly elongated or almost isometric, disposed against an homogeneous, finely crystallized or glassy light grey background; thus the rock has an obvious porphyritic structure. The microtexture of the groundmass is pilotaxitic, the plagioclase microlites being usually oriented, sometimes pointing out a clear fluidal texture.

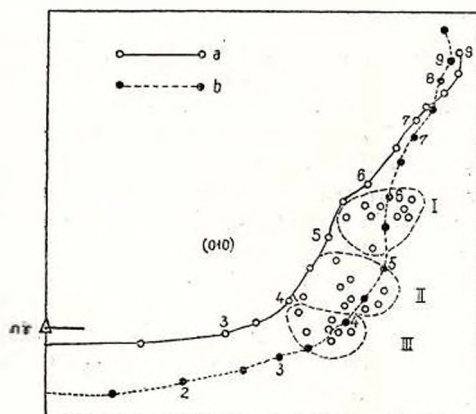


Fig. 4. — Composition of the plagioclases of pyroxene andesites. Projection of the composition plane poles and axes of albite twin on the curves (010), according to Burri et al. (1967).

I, intensely corroded phenocrysts; II, limpid, homogeneous phenocrysts; III, microphenocrysts and microliths. a, high temperature; b, low temperature.

Plagioclases present very interesting aspects. Three crystal generations of different composition are reported (Fig. 4): a) very limpid, zoned phenocrysts (41—46% An) with various twinings (albite, albite-Carlsbad, and albite-Ala B are the most frequent twinning types), and 2.20—3.0 mm sized; b) microphenocrysts (36—40% An) with a similar aspect, with sizes of about 0.25 mm and c) microlites of 0.048/0.01 mm; d) phenocrysts of 2—5 mm with a characteristic aspect; very nonhomogeneous and with fine

Inclusions of glass and opaque minerals which determine the „honeycomb“ or moth-eaten poikilitic structure are surrounded by a more clear and homogeneous border (53—61% An). Their margins are often highly corroded; they probably represent xenocrysts altered due to the different composition and to a sudden change of pressure of the surrounding magma. These phenocrysts are perhaps the first crystallization products of the andesite magma at depth which concurrently with the ascent towards surface continued to crystallize.

One can notice the normal evolution of the plagioclase composition from more calcic terms (labradorite), 53—61% An, more corroded phenocrysts (I), first crystallized, towards more sodic terms, in the later crystallized fractions: andesine 41—46% An, as limpid phenocrysts (II) and andesine 36—40% An as microphenocrysts and microlites (III).

The determinations of the composition, twinning laws as well as the plagioclase structural state have been done using the universal stage. The optical orientation has been minutely determined using the twinning axis, as the use of the twinning plane leads more often to substantial errors. In most of the cases one could notice that the twinning plane does not coincide with the theoretical morphological plane of the crystals as the twinning plane may have irregularities or it is situated on a vicinal face. For this reason, some authors recommend to avoid the use of the twinning plane and to consider exclusively the twinning axis resulted by construction (Tobi, 1965; Pringle et al., 1973; Smith, 1974). In Figure 4, one can notice the projection of the twinning plane poles and the twinning axes on the (010) curves of the albite twin. The feldspars from the pyroxene andesite rocks are situated either on the high temperature curve specific to the volcanic rocks or in the space between the two curves, of high and low temperature, drawn up by Burri et al. (1967). However, on the diagrams drawn up by Köhler (1949), Slemmons (1962), Noble (1965), Urano (1962), the feldspars from andesites are also plotted on the curves characteristic of the volcanic rocks with a high disorder degree. On Urano's (1962) XX-YY diagram (Fig. 5), the andesites are placed between the curves ranging from 0.0 to 0.4 order degree, similar to the other volcanic rocks of the region (dacites, rhyolites).

The peculiarities of these types of andesites are also the frequent pyroxene phenocrysts of variable sizes: 0.1—2.2 mm. The optical properties correspond to a diopside-augite: $ZAC = 38-39^\circ$; $2V_z = 54^\circ$; $PAO \parallel (010)$; $A_1AC = 26^\circ$. Sections of short prismatic or octagonal crystals ($\perp C$) sometimes with two individuals or polysynthetical twinning, joined on the (100) plane, as well as zoning in case of the great crystals are common. The pyroxene is very frequently altered to calcite and delcassite or it is first altered to biotite and then to chlorite.

Intensely corroded quartz xenocrysts are also characteristic. Magnetite, apatite and subordinately zircon and titanite occur usually as accessory minerals.

The modal composition of pyroxene andesites is shown in the table 4.



In these rocks one can likewise notice the union of the plagioclase crystals on their broader faces in „synneusis relation“ and the agglomeration of the plagioclase and pyroxene crystals forming glomeroporphyric structures of the diorite composition or small microdiorite segregations.

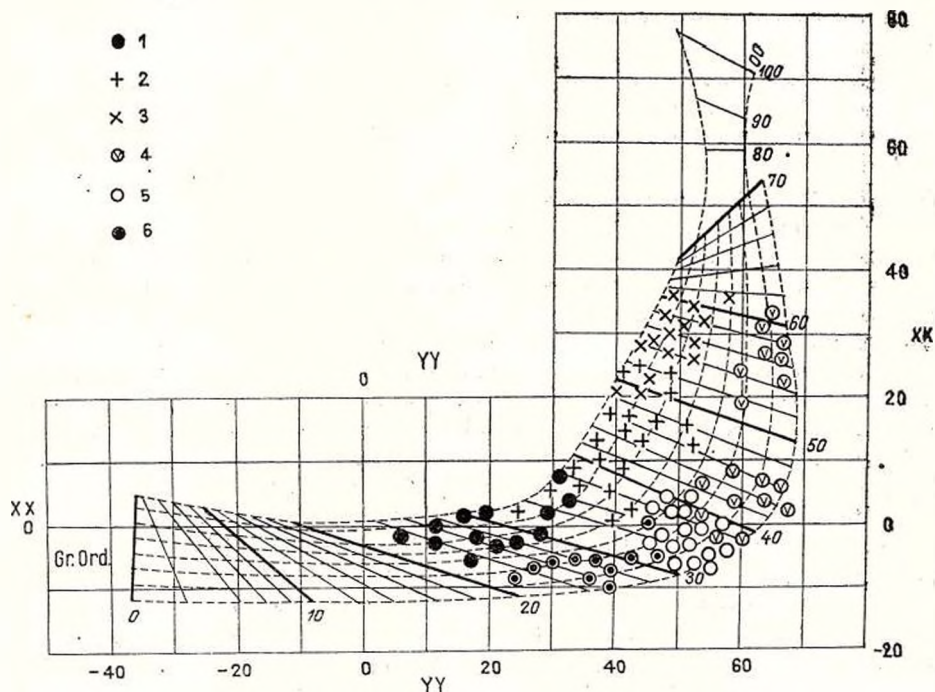


Fig. 5. — XX-YY diagram (Uruno, 1962). Projection of the feldspars of the main rock-types of Vlădeasa.

1, granites ; 2, granodiorites ; 3, diorites and tonalites ; 4, andesites ; 5, dacites ; 6, rhyolites.

TABLE 4

Modal composition	1. Plopiș Peak	2. Văratec Hill	3. Meziad Valley
Plagioclase	15.55 %	28.8 %	26.5 %
Pyroxene	8.50	5.6	6.7
Accessory minerals (Mt, Zr, Ap, Tl)	3.65	1.6	2.1
Quartz	0.30	—	0.2
Groundmass	72.0	66.0	65.4



Most of the pyroxene andesites underwent a hydrothermal alteration affecting both the phenocrysts and the groundmass. The plagioclases alter to calcite, albite or zeolites, while pyroxenes are more or less chloritized. A slight silicification and calcite depositions on small veins can be noticed in the groundmass.

The mineralogic characters presented correspond to the calc-alkaline andesites. Plagioclases and pyroxenes, as phenocrysts within a groundmass containing frequently glass and representing 50—60 per cent of the rock, are considered the essential minerals. Plagioclase, usually of 1—2 mm, has an intensely corroded „honeycomb“ nucleus, with small glass inclusions, bordered by the more sodic oscillatory zoning plagioclase with a limpid aspect. Beside plagioclases, pyroxenes form phenocrysts and small grains in the groundmass, reaching quantitatively 10 per cent of the rock (Taylor, 1969). Beside the mineralogical characters, the structo-textural and chemical features of the Vlădeasa andesites are similar to the andesites of the calc-alkaline rock association.

c) Chemical Composition of Andesites

The characteristic elements defining chemically the calc-alkaline rocks, situated in the orogene domains, are as follows: the high alumina content, the Fe/Mg ratios, the low K content and high Ca content. Considering the SiO_2 and K contents, Taylor (1969) separates four varieties of andesites:

1. Low-silica andesite: 53—56% SiO_2 ; 0.7—2.5% K_2O ;
2. Low-K andesite: 53—62% SiO_2 ; <0.7% K_2O ;
3. High-K andesite: 53—62% SiO_2 ; >2.5% K_2O ;
4. Andesite: 56—62% SiO_2 ; 0.7—2.5% K_2O .

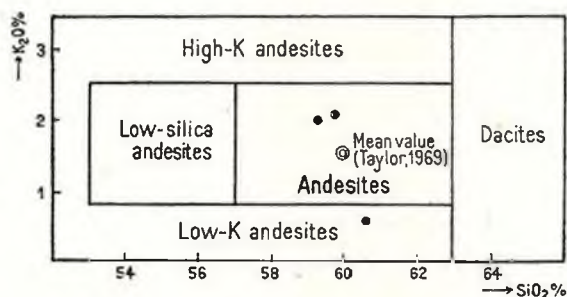


Fig. 6. — Position of the Vlădeasa andesites on the $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ diagram (Taylor et al., 1969).

Among them, the proper andesite, having an average content of $\text{SiO}_2 \approx 60\%$ and about 1.5% K_2O , is most frequently found (Fig. 6). The average values calculated by Taylor (1969) and Chayes (1969) for the Tertiary Circum-Pacific andesites are close to the above-mentioned values.

Amphibole andesites and pyroxene andesites of the western Vlădeasa massif have been chemically analysed, the contents in major elements and 14 trace elements being determined. The analytical results are shown in Table 5 and can be compared to the average values obtained by Chayes and Taylor relying on over 2,000 global analyses of Circum-Pacific Tertiary andesites. One can notice that the values of all oxides of these andesites are very close.

The positions of the andesites on the diagram proposed by Taylor et al. (1969) can be noticed in Figure 6. The pyroxene andesite from the Plopiș Peak and the Bohodei amphibole andesite have close values of SiO_2 and K_2O and are situated in the field of the normal andesites, nearby the point representing the average of the Circum-Pacific andesites. The third analysed sample, andesite from the Lupului Valley, is located in the field of the low K_2O andesites. On the $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram, the Vlădeasa andesites plot in the field corresponding to the andesite (according to Middlemost, 1972), nearby the points representative for andesites and ice-landites.

Studying the variation of the major elements contents there are noticed very close values for all the three analysed samples at most of the oxides, except the sensible lower K_2O content and the higher SiO_2 content of the Lupului Valley amphibole andesite.

The data concerning the trace elements content are only informative and do not allow yet more ample considerations. One can easily notice a difference between the trace elements contents of the two types of andesites — the pyroxene andesites generally having higher contents, sometimes double, in Sr, Cu, Co, Ni, Li, Sc, V and Cr — as compared to the available data for the Tertiary andesites from Romania (Lang, 1975; Peltz et al., 1972).

Lower contents can be noticed especially for the ferromagnesian trace elements: V, Sc, Ni, Cu.

Other observations concerning the banatite rocks chemism as well as the explanations of the noticed composition differences will be given in another chapter.

d) *Rittmann Norm, Position of the Andesites on the QAP Diagram*

In order to establish the petrotypes from the available chemical analyses, Rittmann norm (the stable mineral assemblages) has been calculated according to Rittmann's method (1973) and then the QAP values necessary for the projection on Streckisen triangle (1973).

Table 6 comprises the resulted values as well as other data used for the classification of the rocks (colour index — C.I., and τ , σ).

The calculation system proposed by Rittmann is much closer to reality than other tests of this kind as it is based both on the chemical and mineralogical criteria, and the results illustrate the actual modal composition of the volcanic rocks.



TABLE 5
Chemical Composition of Andesites

Vlădeasa				Circum-Pacific Taylor (1969)	Tertiary		Trace elements		
	Bohodei Peak	Lupului Valley	Plopișului Peak		in the world	U.S.A.		Bohodei	Plopiș
					Chayes (1969)				
SiO ₂	59.78	60.42	59.35	59.5	58.17	59.78	Ba	570	580
Al ₂ O ₃	17.49	16.97	14.75	17.2	17.26	17.19	Pb	20	20
Fe ₂ O ₃	2.50	1.27	3.46	6.10	3.07	2.45	Sr	190	390
FeO	3.42	4.25	3.40	—	4.17	3.65	Zr	190	180
MnO	0.10	0.16	0.11	—	—	—	Sn	2.5	2.5
MgO	2.72	1.40	2.50	3.43	3.23	3.17	Be	2.4	2.2
CaO	5.92	5.91	6.16	7.03	6.93	6.06	Cu	10	25
Na ₂ O	3.40	3.45	2.81	3.68	3.21	3.96	Co	6.4	13
K ₂ O	2.04	0.60	1.97	1.60	1.61	1.67	Ni	4.5	7
TiO ₂	0.78	1.83	0.58	0.70	0.80	0.85	Li	32	68
P ₂ O ₅	0.27	0.17	0.12	—	0.20	0.23	Sc	9	13
S	—	0.12	0.15	—	—	—	V	30	50
CO ₂	—	1.13	1.46	—	—	—	Cr	5	22
H ₂ O ⁺	1.29	1.63	2.41	—	1.24	0.87	Ga	19	19
H ₂ O ⁻	0.26	0.25	0.20	—	—	—			
Apparent density	2.645	2.634	2.693						

TABLE 6
Rittmann Norm — Vlădeasa Andesites

Rittmann norm (AMS, 1973)		
Bododei Peak	Lupului Valley	Plopișului Peak
Q = 15.01	Q = 23.70	Q = 28.86
San = 11.27	Plg = 56.79	Plg = 46.53
Plg = 60.40	Cpx = 4.23	Cpx = 19.98
Cpx = 10.23	Mt = 0.52	Mt = 0.86
Hy = 0.45	Cor = 9.79	Ap = 0.25
Mt = 1.24	Ap = 0.35	Cc = 3.53
Ap = 0.55	Il = 2.02	
Il = 0.85	Cc = 2.70	
C.I. = 13.32	C.I. = 19.61	C.I. = 24.61
τ = 18.09	τ = 7.39	τ = 20.59
σ = 1.76	σ = 0.94	σ = 1.40
Q = 17.31	Q = 29.48	Q = 38.28
A = 13.01	A = —	A = —
P = 69.68	P = 70.52	P = 61.72



On the QAP diagram (Fig. 7) the Vlădeasa amphibole and pyroxene andesites are situated in field 5 corresponding to plagiodacites or nearby it, in the space of quartz-latiandesites. The value $Q > 20\%$ is probably influenced both by the existence of quartz crystals, possibly not belonging to the original magma, and, to a certain extent, by a slight silicification of the rocks. The andesite distribution on very reduced areas in the western

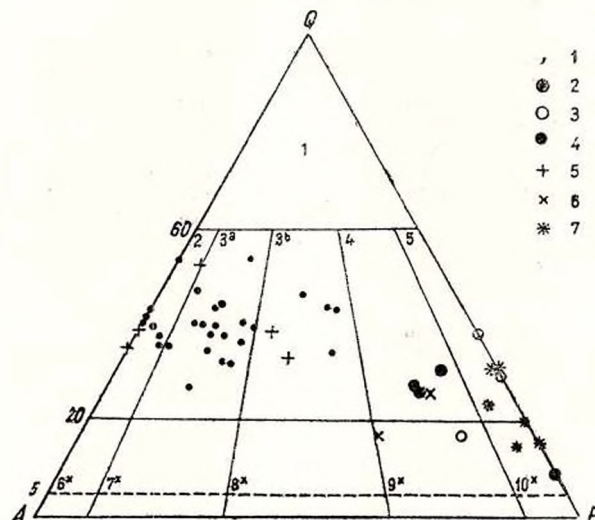


Fig. 7. — Position of the Vlădeasa andesites and other banatitic rocks on the QAP diagram (Streckeisen, 1973).

1, rhyolites; 2, dacites; 3, andesites; 4, quartz-basalts; 5, granites; 6, granodiorites; 7, quartz diorites and tonalites.

part of the massif, as well as their slight hydrothermalization have not allowed the sampling of fresh rocks which correspond both mineralogically and chemically to some normal quartz andesites.

2. Biotite Hornblende Dacites

a) Distribution and Morphology

Biotite hornblende dacites which constitute small-sized bodies are found west of the Drăganului Valley, too. Over 30 small bodies exceeding 4 km² have been newly identified and are represented on the map. Their disposition especially on the margin of the massif and the association with the Senonian deposit occurrences is remarkable. In this case, the dacites mark the labile zones of fractures which also controlled the formation of the Vlădeasa-Remetî Senonian basin. In the inner part of the massif, dacites



outcropping by erosion from under the extended cover of rhyolites are found only along the course of some deeper valleys (the Iadului, Lupului and Sebișelului valleys).

The largest bodies have dome-like or elliptic forms constituting extensive domes and lava accumulations in the depression zones of the Senonian relief. The Leșului Valley dacite body probably represents an endogenous dome (cryptodome) located at the contact of the Neo-Jurassic limestones with the Senonian deposits.

The magma from which these rocks originated seems to be rich enough in volatiles if we consider that the dacites are often propylitized and sometimes they have microvesicular structures and present clastolava aspects due to the self-brecciation at the periphery of the bodies. Nonhomogeneities usually occur due to the separation of some large-crystallized plagioclase and hornblende-bearing „schlieren“ as well as by the association with dacites of a hydrothermal fraction from which chlorite, calcite and zeolites have been deposited.

The relationships between the Lupului Valley dacites and amphibole andesites prove that the dacites are subsequently emplaced; on the other hand, the existence of dacite enclaves in the rhyolite mass and their space distribution attest that dacites formed earlier. The dacite position is also very clear as compared to the Senonian deposits; everywhere, but especially in the Sălătruc Hill zone, dacites include lenticular fragments of grey-blackish siltites and produce their metamorphism at the contact.

Grossularite and epidote-bearing hornfelses as well as biotite hornfelses have been found in the north-western part of the Sălătruc Hill.

b) Petrography and Mineralogy

Biotite hornblende dacites from the Vlădeasa western part represent petrographically the equivalent of the „Lunca dacites“ separated and described by Gîușcă (1950) in the eastern part of the massif. This rock is characterised by the abundance of small-sized phenocrysts of 1—2 mm of plagioclase and subordinately quartz, hornblende and biotite giving a grain-like aspect and a porphyritic texture to the rock.

Among the numerous dacite occurrences, the small bodies outcropping in the Balințel clearing and west of the „Alunul“ hamlet contain subordinately, beside the usual phenocrysts, partly uralitized diopside.

The texture of the groundmass is usually micro or cryptocrystalline. Sometimes, the groundmass is hyaline with a fluidal aspect and partly microvesicular, the spherulitic microtexture occurring by devitrification. Accessory minerals of submillimetric sizes, such as titanomagnetite, zircon, apatite and titanite are microscopically identified in the groundmass.

The modal composition of biotite hornblende dacites is given in Table 7.

Plagioclase phenocrysts are slightly zoned and present various twins consisting of few lamellae large enough. The composition and the twinning for numerous crystals have been determined by means of the universal stage. The histograms from Figure 8 have been drawn up relying on 70 determinations of anorthite contents and twinning laws. One can notice the content



variation between 26—42% An, most values varying between 32—39% An with a maximum at 35% An (andesine). The zoned crystals gradually pass from the nucleus with a composition 35—40% An through 3—4 slightly differentiated zones to values of 32—26% An at the border, suggesting a normal zoning. Following the frequency of the twinning one can notice the domination of the albite and albite-Carlsbad twinings, Manebach, Carlsbad, albite-Ala and pericline being less frequent (Fig. 8).

TABLE 7

Modal composition	Sizes	1. Sălătruc— Leșu Hill	2. Lupului Valley	3. Poiana Bălnțel
Plagioclase	2.85/1.10—0.3/0.1	36.3	39.0	34.1
Quartz	2.0/1.8—0.4/0.35	7.0	5.5	6.0
Hornblende	2.1/1.1—0.2/0.05	7.1	6.6	6.8
Biotite	1.2/0.3—0.1/0.03	0.2	1.2	1.4
Accessory minerals (Mt, Ap, Zr, Ti)	0.8/0.6—0.01/0.01	1.5	1.6	1.1
Groundmass	—	47.9	46.1	50.6

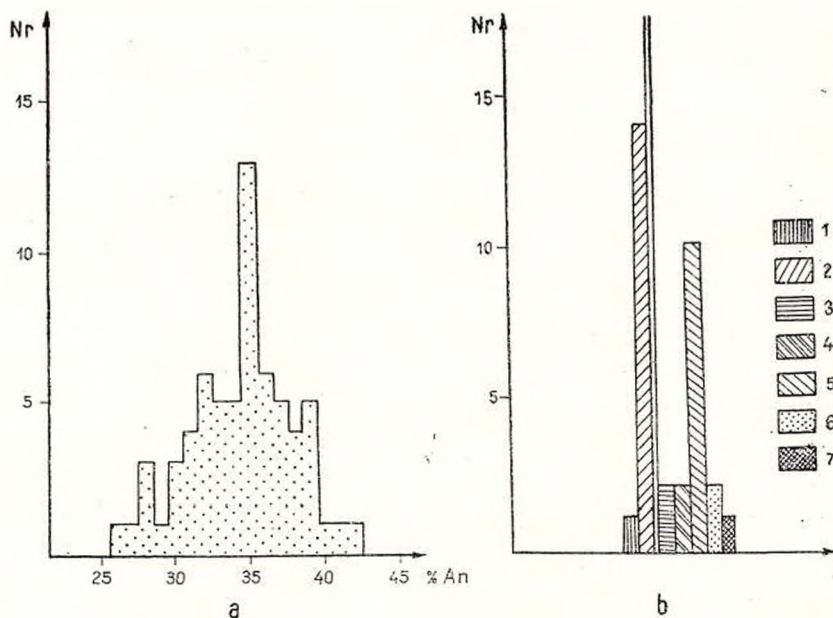


Fig. 8. — a, Composition of the plagioclases of the biotite hornblende dacites.
b, Frequency of the twinning laws.

1, Manebach ; 2, albite ; 3, albite-Carlsbad ; 4, Carlsbad ; 5, albite Ala B ;
6, pericline ; 7, Ala A, B.



Plagioclases are quite frequently corroded and fractured; fresh phenocrysts are rarely found: usually they are partly altered into epidote, illite and calcite. Depositions of albite, chlorite or zeolites and calcite on fissures or partly substituting the crystals are common.

The quartz crystals are rarely subeuhedral and present contours rounded off by corrosion. They are often crushed or affected by curved peripheral fractures, parallel to the margins of the crystals. The reticular cryptofissures giving an apparent mosaic-like aspect to the crystals are also characteristic. Both these ones and the curved peripheral fractures represent the effects of the sudden cooling of the crystals. The mechanic effects undergone by the dacite lavas during their emplacement are pointed out by the crushing and the biaxial character of the quartz crystals as well as by the fracturing of the plagioclases and the contorsion of the biotite lamellae.

The common hornblende and biotite are propylitized. Hornblende is usually replaced by pennine, calcite, epidote, as well as iron oxides, while biotite is altered into pennine, titanite and ore minerals.

Among the accessory minerals presented in the order of their frequency — apatite, titanomagnetite, zircon and titanite — titanomagnetite shows more interesting aspects.

Titanomagnetite occurs frequently especially in the dacite from the Sălătrucului Hill as equidimensional grains with euhedral habitus. Initially, titanomagnetite constituted a solid solution between magnetite (Fe_3O_4) and ulvöspinel (Fe_2TiO_4); due to the deuteric alteration it underwent an exsolution so that ilmenite parallel lamellae disposed into three sets delimiting tetrahedral spaces are evidenced against the background of the initial isometric grains. Ramdohr (1969) appreciates that the exsolution type depends on the size of the grains, the magma rate of cooling as well as on the presence and composition of the mineralizers. The further oxidation consists in the alterations of the ilmenite lamellae into titanohematite and rutile, while the more advanced leaching of iron from the initial magnetite background corresponds to an almost complete loss of colour of the adequate space.

Considering that titanomagnetite crystallizes from basalt lavas at $1070^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ (Sato and Wright, 1966), and that Linsley tested the ilmenite lamellae in titanomagnetite at temperatures ranging from 1000 to 600°C and pressure of 670—2000 bars, Ade-Hall and Lawley (1970) show that the processes of exsolution and oxidation of the above-mentioned stage take place at a temperature varying between $750\text{—}400^\circ\text{C}$, therefore under deuteric conditions.

The rock propylitization has been achieved at lower temperatures if we take into account the paragenesis illite-epidote-chlorite-carbonate and albite, subordinately. This paragenesis is specific to the low temperature propylitic facies defined by Korjinski (1957). Nakovnik (1964), Kostov et al. (1967) and Velinov (1969) appreciate that similar parageneses occur in the very shallow subvolcanic domain and on the surface. The hydrothermal conditions of the environment are characterized during the first stage by the predominance of the part played by water when appear epidote, chlorite, illite and albite. Subsequently, during the last hydrothermal stage when the



part played by carbon dioxide increased, there have been formed the calcite and calcium zeolites (stilbite, chabazite and laumontite) which either affect the plagioclases or form veinlets within the dacites, siltites and the Senonian marly-limestones from the contact.

c) *Chemical Composition of Dacites*

The mineralogical and chemical composition of dacites is almost invariable although they occur under different geological conditions forming numerous bodies of various sizes. In Table 31 there are given values of the main oxides as well as the trace element contents of some dacites occurring in the northern part of the region; one of the analyses corresponds to the dacites reshuffled as blocks within the Piatra Craiului breccias, southwards. One can notice the composition homogeneity of the analysed sample, the only exceptions being the values for Al_2O_3 and the ferromagnesian elements of the Piatra Calului dacite. The SiO_2 values vary within very restricted limits, between 64.96—65.62%, clearly situating these rocks between andesites ($\text{SiO}_2 \approx 60\%$) and rhyolites ($\text{SiO}_2 = 73.42\%$, the average of 25 analyses). The values of the other oxides of a greater petrographic significance (Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , TiO_2) vary within restricted limits, too, so that on most of the diagrams used the points representing dacites are concentrated within a restricted space. The constant values prove the mineralogical and chemical homogeneity of the original magma, as well as the fact that the processes subsequent to the emplacement have not been so important that they could not change the initial characters of the dacite magma.

d) *Position of Dacites on the QAP Diagram*

The calculation of Rittmann norm (AMS), of the main petrochemical parameters, as well as of the QAP values are based on the analytical results. These data are included in Table 8 and they allow the defining of the petrographical type.

In Rittmann norm the participation of the main and accessory minerals is similar to those obtained by means of the planimetric (modal) analysis under the microscope. The sanidine participation in Rittmann norm — one of the widespread minerals, concentrated together with an important part of silica in the rock groundmass — constitutes the only qualitative difference. The silica presence in the groundmass results also from the quartz percentage values (17.4—26.34%) of Rittmann norm (the groundmass being included in the calculation, too) as compared to the participation of this mineral in the modal analysis carried out microscopically, when quartz has been determined only as phenocrysts (5.5—7.0%). It is a good example which proves once more Rittmann's recommendation (1962) concerning the use of the „hyalo“ and „pheno“ prefixes when defining rocks whose composition is known only from the analysis of the phenocrysts.



The colour index, the values $\tau = \text{Al}_2\text{O}_3\text{—Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (Gottini, 1970) and $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2/\text{SiO}_2\text{—}43$ (Rittmann serial index, 1957), have normal values for the calc-alkaline dacites.

The values $Q = 25.9\text{—}30.42$; $A = 10.22\text{—}16.8$ and $P = 56.0\text{—}59.36$ are grouped on Streckeisen triangle, in the central part of field 4 cor-

TABLE 8

Rittmann Norm (AMS) — Biotite Hornblende Dacites

1. Sălătrucului Hill	2. Leşului Brook	3. Piatra Calului	4. Piriul cu Soci
$Q = 21.4\%$	$Q = 26.34\%$	$Q = 22.34\%$	$Q = 17.4$
San = 13.8	San = 8.85	San = 13.66	San = 37.1
Plg = 47.4	Plg = 51.41	Plg = 45.79	Plg = 3.51
Hb = 10.5	Hb = 12.41	Hb = 11.96	Hb = 7.9
Bi = 3.0	Mt = 0.58	Bi = 1.67	Ti = 0.1
Mt = 0.5	Ap = 0.28	Mt = 1.30	Il = 0.3
Ap = 0.2	Il = 0.12	Il = 0.46	Ap = 0.5
Cc = 3.2		Cc = 2.81	Cc = 0.7
C.I. = 17.5	C.I. = 13.39	C.I. = 18.21	C.I. = 10.4
$\tau = 20.85$	$\tau = 21.56$	$\tau = 19.02$	$\tau = 16.75$
$\sigma = 1.76$	$\sigma = 1.83$	$\sigma = 1.59$	$\sigma = 3.09$
$Q = 25.9$	$Q = 30.42$	$Q = 27.3$	$Q = 19.4$
$A = 16.8$	$A = 10.22$	$A = 16.7$	$A = 41.4$
$P = 57.4$	$P = 59.36$	$P = 56.0$	$P = 39.2$

responding to dacites, excepting one sample situated in the space corresponding to the quartz latites. The identical mineralogical and structural-textural characters of these rocks make necessary, however, the assigning of all these rocks to the same petrographical type.

e) Thermometamorphic Phenomena Caused by Dacites

At the contact of biotite hornblende dacite body with the Senonian deposits, effects of the thermal metamorphism, which affected the surrounding rocks on very restricted spaces, can be noticed in places. Sometimes, there occur hornfels with simple parageneses. Thus, on the western slope of the Sălătrucului Hill, garnet, epidote hornfelses formed on the basis of a level of marly-limestones of the Senonian deposits sequence and lenticular biotite nests occur within the cornified siltites.

Enclaves of aluminous pelitic rocks in the dacite mass are very interesting. At very high temperatures, they have been partly assimilated or are still preserved being intensely transformed into sillimanite, cordierite, spinel hornfels; sometimes other characteristic minerals occur too.



*Grossularite-epidote hornfels*es from the Sălătrucului Hill present a fine granoblastic structure, mostly (90—95%) constituted of grossularite of sub-millimetric sizes and epidote, subordinately. The rock has a brown-greenish colour and occurs as a 2.5—3 m intercalation in the grey-blackish marly-limestones. It has been formed by the substitution of a more calcareous level at the dacite apophysis contact.

Grossularite forms a monomineral compact mass or it occurs as anisotrope, idiomorphous crystals of 0.2—0.6 mm, with zonal texture and cyclic twinnings.

The spaces among garnets are occupied by epidote (clinozoisite and pistacite), pennine and calcite, the last two minerals representing late depositions of hydrothermal solutions as veinlets crossing the garnetiferous rock. In places, these solutions caused the instability of grossularite which is partly replaced by pennine, only a core and the initial contour being preserved. The sequence of the mineral formation is grossularite-epidote-chlorite-calcite and it occurred in two successive stages: a pyrometasomatic stage in which grossularite-epidote association was formed probably at temperatures of 450—500°C (according to J a r i k o v, 1968), and a hydrothermal stage when chlorite and calcite, sometimes accompanied by zeolites, did occur.

*Spinel, sillimanite, cordierite hornfels*es (*sanidinite*) occur only as sporadic enclaves at the periphery of the dacite bodies representing relicts of intensely metamorphosed aluminous, pelitic rocks, partly assimilated by the high temperature magma. Such lenticular enclaves with diffuse terminations are found at the periphery of the dacite body from the Sălătrucului Hill. They are of some millimeters up to 2—3 cm long and contrast with the surrounding rock by the dark, almost black colour given by the biotite presence as very fine lamellae. Microscopically, such enclaves point out a great number of minerals occurring in very variable amounts and sizes: sillimanite, cordierite, spinel, biotite, corundum, rutile, plagioclase and sanidine. These minerals are not uniformly distributed within the thermometamorphosed enclave. One can notice a border wherein biotite and cordierite intensely pinnitised are concentrated, while in the central part spinel and sillimanite ovoidal agglomerations, surrounded by a border of altered cordierite, can be recognized in the plagioclase and sanidine background (Fig. 9 a). Both sillimanite and cordierite are present in the central part as monomineral polycrystalline aggregates constituting porphyroblasts of 0.4—0.7 mm. Unlike the marginal cordierite, the individual porphyroblast cordierite from the core of the enclave is fresh or very slightly altered.

Some very small (0.02—0.04 mm), isolated corundum granoblasts have been subordinately identified in some enclaves.

It is to be noticed that some enclaves of the Sălătrucului Hill dacite show a very complex paragenesis constituted of sillimanite, spinel, cordierite, corundum, biotite, rutile, plagioclase and sanidine.



The above-mentioned minerals participate in the following proportions :

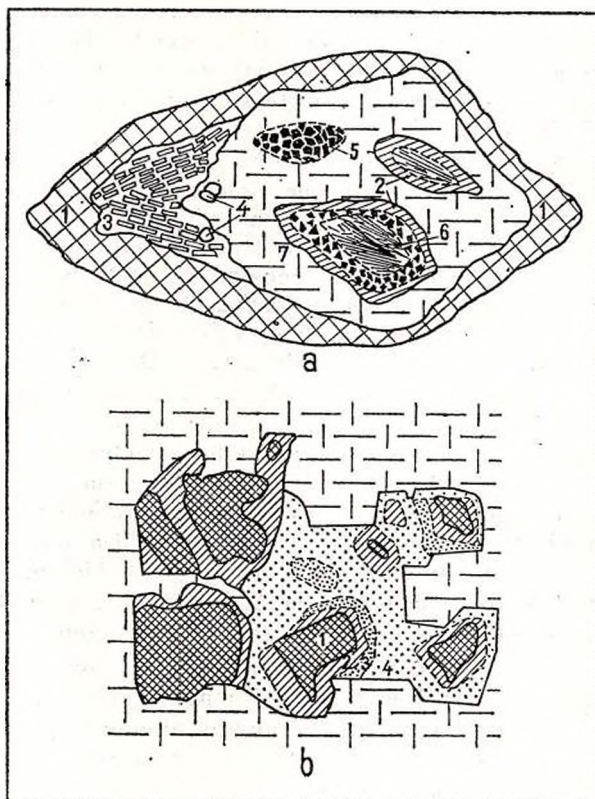
Biotite	8—11%	Corundum	0.2—0.4%
Cordierite	15—18%	Rutile	0.0—0.1%
Sillimanite	7—8%	Plagioclase (30—32% An)	40—45%
Spinel	3—4%	Sanidine	14—16%

Further on, we shall present the physiographic and optical characters of these minerals, as well as their relationships.

Fig. 9. — Cornified enclaves (sanidinites) in dacites.

a) Textural aspect : 1, biotite and pinitized cordierite ; 2, pinitized cordierite ; 3, unaltered idiomorphous cordierite ; 4, corundum ; 5, spinel (hercynite) ; 6, sillimanite ; 7, sanidine and oligoclase.

b) Chlorite alteration stages of spinel (hercynite) : 1. spinel ; 2. slightly chloritized spinel ; 3. advanced stage of chloritization ; 4. chlorite.



*Spinel*s are always present as small, isometric, idioblastic grains (of 0.01—0.04 mm) with octahedral, rectangular or rhombic habitus. The spinel is usually found as monomineral agglomerations or associated with sillimanite in ovoid spaces grouped especially in the central part of the enclaves against a feldspar background.

It is to be noticed that spinels are not to be found, or occur only sporadically at the margin of the enclaves where biotite and cordierite are usually concentrated and that in the spaces with spinel concentrations

biotite is lacking. This fact points out that two of the main components — Al and Mg — concentrated within the two minerals occupying different spaces without being in direct contact. Spinel is usually black-opaque, but they are sometimes dark green-semitransparent, especially when they are crossed by strong convergent light. There have been rarely noticed partly altered spinel grains, the green-yellowish alteration product being a serpentine mineral or a weakly birefringent magnesian chlorite (Fig. 9 b). One can appreciate that the spinel variety found in these enclaves is of the pleonaste-hercynite type.

Sillimanite occurs only in the central part of the enclaves as polycrystalline aggregates of acicular or long prismatic crystalloblasts parallel or divergently associated. They sometime include small granular spinels or form together ovoidal agglomerations usually bordered by altered cordierite. The optic characteristics of this mineral — refractive index, birefringence, positive elongation, parallel extinction, pinacoid cleavage and the sharp terminations of the long prismatic crystals — make obvious the diagnosis of this main mineral within the paragenesis.

Cordierite is another essential mineral of the association, being a typical product of the pyrometamorphism of the argillaceous xenoliths. It is interesting to point out the tendency of this mineral to occur with an obvious prismatic habitus fresh enough, without the usual inclusions, in the central part of the enclaves indicating its formation at high temperatures. In this case, the idioblastic, short prismatic grains form polycrystalline-porphroblastic concentrations reaching 0.6–0.8 mm.

The mineral is usually fresh enough, sometimes presenting a yellowish, thin border indicating the beginning of an alteration characteristic of this mineral. Unlike it, the cordierite is intensely or totally altered either when it forms, together with biotite, the margin of the enclave or when it borders spinel and sillimanite ovoid agglomerations; in these cases, the alteration product is yellow and it is constituted of a micaceous mineral and a magnesian chlorite (pinite). The relationships with biotite, partly corroded by cordierite, suggest that the first mineral is formed before. The existence of small biotite inclusions in cordierite also supports this point of view.

These observations could suggest small composition differences between cordierite, possible more ferromagnesian, formed beside biotite at the margin of the enclaves and the more aluminous cordierite occurring against the feldspar background, in the centre of the enclave which borders spinel and sillimanite agglomerations.

Biotite is present almost exclusively at the margin of the enclaves, as interpenetrated lamellae differently oriented. The biotite lamellae are red-dark brown, the refractive index — $N_g = N_m$ 1.64–1.65 — being abnormally high as compared to common biotite. We also point out the very strong pleochroism of this mineral — N_p = yellow-brown; N_g = red-dark brown — and the weak biaxial negative character. These observations could be in favour of considering this biotite as a siderophyllite including a greater quantity of MnO , TiO_2 and FeO as compared to the normal biotite (Winchell, Winchell, 1967).



Corundum is more rarely found, constituting only some isolated, irregular, skeleton grains. It is easily distinguished by the strong relief; it is incolour or with a slight bluish tint when it shows a very weak pleochroism. This mineral has a low birefringence, in grey and yellow tints, and is uniaxial negative. It occurs against the feldspar background, only in the central part of the enclaves.

Plagioclase forms together with sanidine the background of these enclaves. It usually occurs as small xenomorphous-isometric crystalloblasts with weakly developed faces (010). Polysynthetic twins of albite type formed of unequally developed lamellae — some of them being very narrow — are frequently found. It presents only rarely tendencies to form zoned structures. Due to the very small sizes, the composition has been appreciated only by means of the extinctions method. The values $n\alpha\Lambda(010)$ projected on Smith's diagram (1974) correspond to contents of 20—30% An; plagioclase could be considered an oligoclase of high temperature.

Sanidine occurs in amounts subordinated to plagioclase; it is untwinned and can be easily identified due to the smaller refringence and the biaxial negative character (the value $2V\alpha = 10\text{--}25^\circ$ has been estimated relying on the interference figure). At the contact, sanidine corrodes cordierite previously formed. Like plagioclase, sanidine is always homogeneous and is not affected by later alterations.

From the relationships existing among the mentioned minerals, there results the following sequence of formation: *spinel—sillimanite—corundum—biotite—cordierite—plagioclase—sanidine*.

This mineral association is assigned to sanidinite facies defined by Eskola (1939) and characterized by Miyashiro (1961), Turner-Verhoogen (1967) or to the high stage metamorphism, the isograde 4a — K feldspar, + $\text{Al}_2\text{SiO}_5 \pm$ cordierite, respectively (Winkler, 1970). A characteristic of this stage is represented by the disappearance of the muscovite-quartz association replaced by K feldspar + Al_2SiO_5 + cordierite, a process achieved at very high temperatures and very low pressures. Yoder (1952) obtained experimentally the association mentioned at a temperature of 795—990°C and $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1070$ bars. Identical parageneses have been also pointed out in the Laacher See sanidinites, formed by the pyrometamorphism of the pelitic schists enclaved in trachytes (Brauns, 1911 in Turner, Verhoogen, 1967), and in the Comrie-Perthshire Scottish District where these minerals participate in the formation of the „silica deficient hornfels“, minutely presented by Tilley (1924) and Harker (1932).

It is appreciated that the occurrence of sanidinite facies is limited to the xenoliths from lavas as well as to some contact rocks from the close vicinity of the intrusions nearby the surface. As a result of the low pressure of the metamorphism, the water and other volatile substances, which play usually an important part in the facilitation of the reactions and the crystallization, are released and do not perform this function any longer. In such cases the chemical and thermal equilibrium is rarely reached, that is why the number of the associated minerals exceeds the number required by the



phase's rule and the relicts are frequent (Turner, Verhoogen, 1967). Sanidine is a decisive mineral of this facies, its presence suggesting the rapid cooling from a very high temperature metamorphism.

3. Ignimbrite Rhyolite Formation

a) Distribution, Petrogenetical Considerations, Significance of the Term „Ignimbrite“

The characteristic rocks of the Vlădeasa massif occur on almost 200 km² west of the Drăganului Valley; they have an average thickness of about 250–300 m and a volume of about 50 km³. Giușcă (1950) noticed some peculiarities of these rocks, such as their nonhomogeneous aspect, the fluidal texture, the great amount of enclaves, and called them „Vlădeasa rhyolites“.

The recent investigations carried out in the western part of the Vlădeasa massif allowed us to delimit exactly the distribution area of the rhyolites. These rocks come into contact with the Remeți Mesozoic graben northwards, and they are found up to the upper course of the Sohodol and Meziad rivers westwards. The south-western border is constituted of the Plopișului Peak-Piatra Tisei-Poienii Summit. Eastwards, these rocks can be found up to the Drăganului Valley and even east of the Vlădeasa Summit (Giușcă, 1950; Giușcă et al., 1969).

Due to the complex geological conditions, various structural and textural aspects are to be found in this area, the differentiation of several facies being thus necessary in order to define the „ignimbritic rhyolite formation“. The similar chemical and mineralogical composition could not justify the differentiation of several types of rocks.

Besides the local geological conditions which determined the morphological type, the volatile substances included in the magma, which thus acquired a great mobility and a considerable explosive force, played also an important part.

Some authors proposed to call this magma „ignimbritic“ (Rittmann, 1963; Bordet et al., 1963) and the products generated by it have been described under various names: i.e. the rocks in eutaxitic facies presented in this paper would have various names, such as: ignimbrites-lenticulites (Marshall, 1932, 1935 in Steiner, 1960), ignispumites (Pantó, 1962, 1964), owharoites (Grange, 1934), tuff-lavas (Vladoveț, 1957, Shirinian, 1963), ignimbrites-lavas (Vincent, 1960), ash-flow tuffs, welded tuffs (Ross, Smith, 1961), froth-flow (Boyd, 1961, McCall, 1962, 1965), etc.

We use the term „ignimbrite“ only in a descriptive sense as the Vlădeasa rocks belong to this category; the genetic and volcanologic sense is still uncertain and it is based on arguments which have not been verified. An uncertain origin have even the famous rocks from the Taupo-Rotorua region (New Zealand), „locus typicus“ for ignimbrites thus defined by Marshall (1932, 1935 in Steiner, 1960) and considered to have been produced by eruptions of the Katmaian fire clouds or of the incandescent avalanches. Grange (1934) and more recently Steiner (1960), who investi-



gated the same region, did not agree with Marshall and explained the formation of these rocks by effusive processes.

In the last two decades, numerous volcanologists studied the ignimbrites. Some of them agree with Marshall who asserts the pyroclastic nature of the ignimbrites, considering the process of welding of the fragmented material determined by the great thickness and the remarkable high temperature of the deposit. Other authors consider the ignimbrites formed by the vesiculation and intense breaking up of the lava rich in volatile substances (Boyd, 1961; McCall, 1962, 1965; Pantó, 1962; Vladovet, 1966; Shirinian, 1966; Locardi, Mittenpergher, 1967, etc.). It has been demonstrated that in many of the classical regions for ignimbrites from USA, USSR, Italy, Kenya, etc. these formations are of the „foam-lava“ or „froth-flow“ type and, although the structural features are typical to the ignimbrites they have nothing in common with the processes invoked in their genesis as the etymology of this term suggests. It has been also proved that in certain cases the „self-breaking“ of the original lava can lead to typical pyroclastic aspects, to the formation of „fiamme“ and vitroclastic textures without the participation of the explosive and „welding“ processes (Steiner, 1960; McCall, 1962).

In our opinion, the term „ignimbrite“ must not define a rock type but a facies having the characteristics both of lava and pyroclastite. The ignimbrite facies can be equivalent to the tuff-lava facies. Although the term „ignimbrite“ is essentially etymological, it must refer to the structural characters and have only a descriptive sense, not a volcanological or genetical significance as some authors proposed. It is for this reason that we used the adjectival form of this term beside the name of the rock. The Vlădeasa rhyolites, no matter they consolidated on the surface, subaqueous or under a sedimentary cover, present certainly the ignimbritic facies. This fact is ascertained also by famous specialists in this field, such as: Rittmann, Vladovet, Marinelli, Shirinian (private communications).

The Vlădeasa ignimbrite rhyolites represent a tabular body constituting an intrusive nappe eastwards, at the boundary between the crystalline-Mesozoic basement and the cover of Senonian deposits (Stefan, 1971) and an effusive nappe of microvesicular froth lavas, formed especially under submarine conditions. Dykes (at „Piriuta“ on the Iadului Valley, the Sălhişului and Paltinului Springs) or short sills in Senonian deposits (the Dragoteanului clearing) occur only subordinately.

In the southern part of the region, where a part of the cover of the Maestrichtian deposits constituting the Muncei-Piatra Calului plateau has been preserved, the passing from the ignimbritic rhyolites with eutaxitic facies to the above breccias takes place gradually, a precise limit being difficult to be drawn up (Fig. 10). Nearby the contact, the rhyolites comprise enclaves from the partly digested hanging wall, and superimposed hydrothermal alterations (silicifications and epidotizations) mark the real nature of the previous rocks.

The rocks with eutaxitic facies originate in a fine vesicular and non-homogeneous magma, due to the differential distribution of the gases by a laminar flow process. We consider that the irregular distribution of the



volatiles and the intense vesiculation, process controlled by the magma laminar movement, led to the differentiation of two qualities of magma. The finely vesiculated and more fluid magma remained as dark-coloured (grey-greenish), elongated lenticular portions of magma (pseudofiammes, pseudoenclaves or homogeneous enclaves); the magma which is larger vesiculated and more

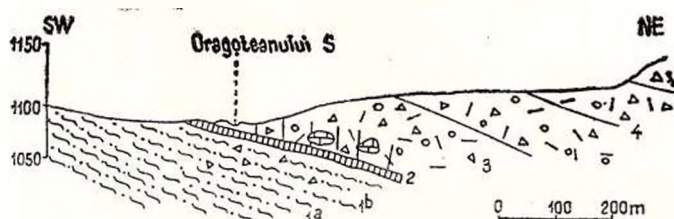


Fig. 10. — Sketch of the contact in the Dragoteanului Stream
1 a, black eutaxitic rhyolites; b, black rhyolites charged with elements of limestones and sandstones; 2, contact with silicifications; 3, rhyolite cemented breccia; 4, Senonian conglomerate-breccia.

viscous, by the gas release due to the tension caused by the laminar flowing as discontinuous bands and later by cooling, has been broken up, thus occurring a rhyolitic powder forming the groundmass of the rock. This process of laminar flowing and nonhomogeneity could take place both during the ascent of magma along fractures as well as after their emission on the surface, under a permeable sedimentary crust or in an epicontinental submarine basin. In either case, there resulted rocks with numerous enalogene enclaves, the Triassic or Jurassic limestones and sandstones and the Senonian black siltites being the most frequently found. The enclaves are very frequently found at the upper part of the flow and less frequently at deep-seated levels where the textural aspect is changed due to the fact that the magma has been more homogeneous and consolidated more slowly. This fact is indicated both by the massive structure of the rock and by the larger amount of phenocrysts in equilibrium with the surrounding magma.

In the central and western part of the studied region, later supplies of magma have pierced the sedimentary cover and by volcanic explosions they formed a cover of welded tuffs and vitrophyres developed round the Iadului Valley up to west of the Stingu Spring to the western border of the volcanic massif.

The manifestation way of the rhyolitic magma in the Vlădeasa massif proves that the same magma can generate, under different conditions, various rocks. The laminar flowing process of the foam-lava and its cooling in a relative quietness, eventually under a sedimentary cover, lead to eutaxitic structure, while the explosive manifestation and the sudden cooling determine the formation of welded tuffs and vitrophyres.



b) Petrography

The structural and textural aspects of the Vlădeasa rhyolites determined us to present them as different facies: eutaxitic, massive, welded tuffs and vitrophyres. They belong to two classes of structures: 1. eutaxitic and 2. vitrophyric, which correspond to the emplacement way either as froth-flows, or as explosive volcanic eruptions field. The distribution of all the mentioned facies can be followed on the geological map (Plate XIV, XV).

The rhyolites with eutaxitic structures are rarely found; they usually occur in the areas with the ignimbrite formations. According to the definition given in the „Dictionary of geological terms“ edited by the American Geological Institute (1962), the term „eutaxitic“ is used to define „a structure of certain volcanic rocks with a streaked or blotched appearance due to the alternation of bands or elongated lenses of different colour, composition, or texture; the bands, etc., having been originally ejected as individual portions of magma which were drawn out together in a viscous state and formed a heterogeneous mass by welding. The term is most appropriately used in describing the structure of a majority of welded tuffs.“

The Vlădeasa rhyolites correspond to the above-mentioned definition. However, we should like to point out that these structures can result not only by welding but also by the laminar flowing as in the case of the heterogeneous magmas with irregular distribution of the volatile components. Actually this definition has been given by R. Smith, one of the supporters of the welding process in the formation of ignimbrites.

Rhyolites with eutaxitic facies, as well as those with massive facies are characterized by the relative reduced amount of phenocrysts, usually corroded and broken up. They have sizes between 1—3 mm and are represented by quartz, sanidine and oligoclase (22—32% An) as main minerals, and apatite, zircon, titanite, magnetite and allanite as accessory minerals. Biotite and common hornblende occur only sporadically. The modal analyses carried out on a large number of samples and thin sections whose feldspars had been previously selectively stained with cobaltinitrite and sodium rhodizonate (or with amaranth), according to the method proposed by Williams (1960), led to the data presented in Table 9 and Figure 11 A as histograms.

One can notice that the total amount of phenocrysts does not ever exceed 15% of the rock volume, but xenoliths are very abundant (over 5%). The femic minerals occur in reduced amounts; biotite and common hornblende represent always less than 1% or are absent.

The groundmass has a vitroclastic or cryptocrystalline texture and a fluidal-eutaxitic structure. It is constituted of fragments of microvesicular magma (fiammes with vesicles of 0.05—0.14 mm filled with quartz, chlorite, and more rarely calcite) and volcanic glass, very fine vitroclasts (shard) which mould the phenocrysts and xenoliths. In the microscopic cavities resulted by cooling, one can notice sometimes tridymite and sanidine crystals, minerals representing the vapour phase crystallization products.



At the contact with the Senonian deposits on the Calului Valley, northwards, the above-mentioned minerals are replaced by the hydrothermal monoclinic adularia. Southwards, at the contact, the hydrothermal associations are more developed. An interesting zeolite occurrence including the most calcic and calco-sodic terms of this family of minerals — scolecite, chabazite, stilbite and laumontite — appear nearby the confluence of the Drăganului and Ciripa valleys. Zeolites fill the jointing planes of the ignimbrite rhyolites and cement the Senonian breccias near the contact.

TABLE 9

Results of the Modal Analyses (Average Values, %) — Rhyolites, Eutaxitic Facies

Minerals	Ariel Summit	Sohodol Brook	Piatra Tisei	Mihailului Hill	Poenii Summit	Făgetii Summit	Cornul Caprei
Quartz	4.10	4.85	5.35	6.86	5.50	5.10	4.25
Sanidine	4.25	2.98	3.23	3.45	2.0	0.48	1.32
Oligoclase	1.80	1.12	0.69	1.41	6.65	3.39	3.11
Biotite, hornblende	0.20	0.17	0.20	0.62	—	0.40	0.15
Accessory and ore minerals	0.70	0.20	0.26	1.00	0.33	0.18	0.20
Total crystals	11.05	9.32	9.73	13.34	14.48	10.18	9.03
Xenoliths	10.75	7.20	5.07	7.30	5.32	5.10	24.0(!)
Groundmass	78.20	83.50	85.20	79.30	80.20	84.70	66.90

Rhyolites with Vitrophyric Structure. The welded tuffs and vitrophyres are characterized by the larger amount of quartz, oligoclase and sanidine crystals of 1—5 mm, small crystals of biotite, common hornblende and augite occurring only sporadically.

The results of the modal analyses are given in Table 10 and Figure 11 B (as histograms); they show the mineralogical composition of these rocks.

From the above-mentioned data one can notice that the phenocrysts represent 18—30% of the rock and the xenoliths occur in a reduced amount; the sanidine/plagioclase ratio is always favourable for the plagioclases.

The participation of the three main minerals occurring as phenocrysts in the ignimbritic rhyolite formation is shown in the ternary diagram quartz-plagioclase-sanidine (Fig. 12). The points representing the welded tuffs and the vitrophyres appear in the middle of the diagram, nearby the Q-Plg side, while the values corresponding to the eutaxitic facies are situated close to the Q-San side. However, there is no clear differentiation between the eutaxitic and vitrophyric rhyolites.

The magma which generated these rocks proceeded from deep-seated levels of the magmatic chamber; that is why some feldspar phenocrysts show obvious zoning tendencies than in case of the more shallow eutaxitic facies. The rapid magma ascent determined the appearance of some intense magmatic corruptions and the violent emission and the sudden cooling caused



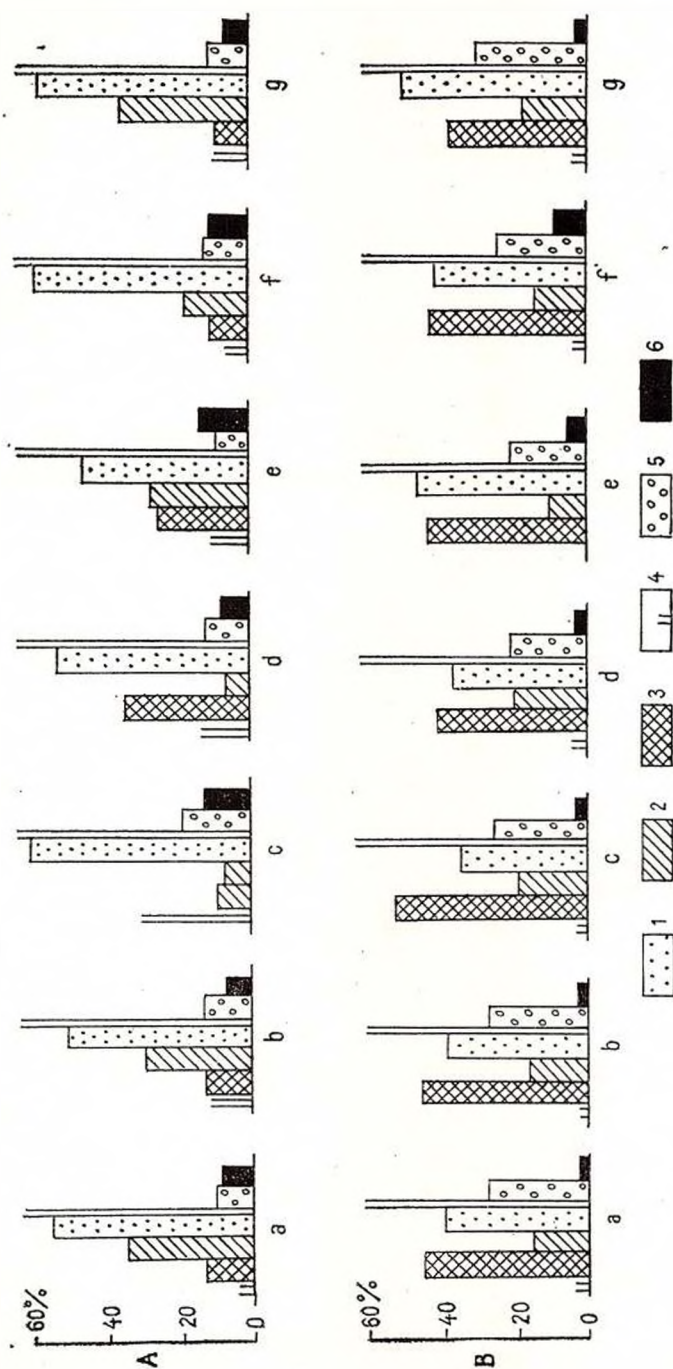


Fig. 11. — Modal composition (%) of the ignimbrite rhyolites.
 A) eutaxitic facies; B) vitrophyric facies. 1, quartz; 2, sanidine; 3, plagioclase;
 4, xenoliths; 5, total crystals; 6, total xenoliths.

TABLE 10

Results of the Modal Analyses (Average Values, %) — Vitroporphyric Rhyolites

Minerals	Beiușele Summit	Valca Gugii	Plaiului Hill	Puțului Hill	Lupuila Hill	Stelea Hill	Poiana Beiușele
Quartz	11.00	7.15	13.70	8.80	8.20	7.55	9.60
Orthoclase	4.20	3.90	4.10	3.10	1.35	3.90	3.80
Plagioclase	13.10	11.40	10.0	9.15	7.80	8.20	11.00
Mafic minerals	0.35	0.20	0.25	0.20	0.30	0.25	0.20
Accessory and ore minerals	0.95	0.30	0.55	0.95	0.65	0.40	0.60
Total crystals	29.60	22.95	28.70	22.20	18.30	20.30	25.20
Xenoliths	0.30	1.80	2.50	7.65	4.50	1.95	0.40
Groundmass	70.10	75.25	69.80	70.15	77.20	77.75	74.40

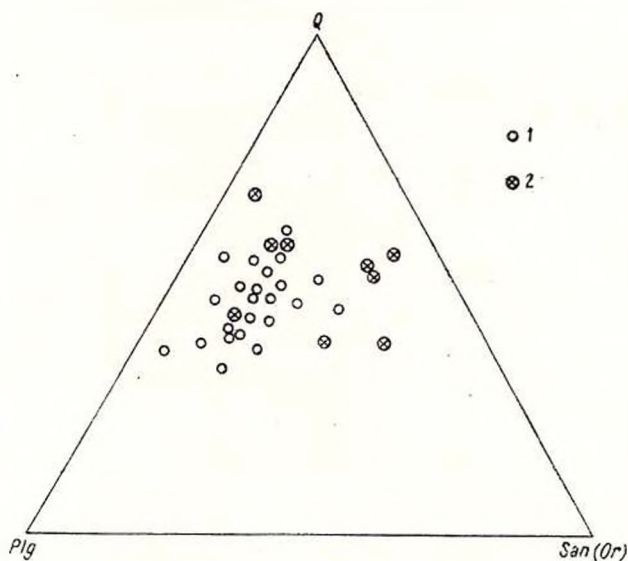


Fig. 12. — Q-Plg-San diagram (the results of the modal analyses of the rhyolites).

1, eutaxitic rhyolites ; 2, welded tufts and vitrophyres.

the intense breaking up of the crystals and the hyaline background, thus welded tufts and vitrophyres being formed.

In the spaces with a greater concentration of volatiles by crystallization, there occurred lenticular miarolitic cavities in which crystals of quartz and

sanidine, sometimes accompanied by biotite, are found. In such cavities one can notice also sanidine crystals including the previously formed oligoclase or only tridymite on the margins of the cavities.

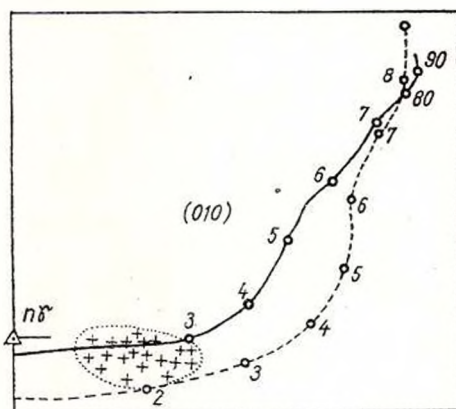
c) Mineralogical Considerations

Observations on Feldspars. The plagioclase and sanidine phenocrysts are frequently corroded and fractured, only fragments of crystals, either irregularly distributed or agglomerated against the vitroclastic background, being often noticed.

Plagioclases show sometimes a normal zoning with large zones whose composition varies from 28—30% An, in the central part, to 18—20% at the border. The twinnings occur frequently but, unlike dacites, andesites and, especially their plutonic equivalents, in the rhyolites one can usually find twins constituted of a small number of individuals appearing as lamellae developed large enough. The most frequent twinnings are: albite, albite-Ala B, albite-Carlsbad, and pericline; however, simple twins formed only of two individuals or untwinned crystals are often found, too.

The composition of plagioclase from rhyolites corresponds to a basic oligoclase with 18—32% An, the most frequent values being of 25—27% An (Fig. 13). The determinations carried out with the universal stage on a large

Fig. 13. — Composition of the plagioclases of the rhyolites



number of crystals using different diagrams drawn up by Burri et al. (1967), Slemmons (1962), Urano (1962), Köhler (1949), Tobī (1965), Smith (1974) indicate that the optical characters of plagioclases are high-disordered, specific to the volcanic rocks.

Plagioclases are partly altered in the whole region and in all the mentioned facies, being very frequently found as substitution products — zeolites, illite, calcite and chlorite. Intensely hydrothermalized zones occur in the Stelea Hill, the Binselei Summit and the Gugii Valley. Albite and epidote formed relying on plagioclase occur usually in the south of the region, while north and southwards, nearby the contacts with the Senonian deposits, the

appearance of chalcosodic zeolites, especially stilbite and laumontite is characteristic. Sometimes, zeolites substitute totally both plagioclase and vitroclasts or form veinlets crossing the rhyolitic rocks and the neighbouring formations (the Stingu and Vilcei springs). In the north of the region, on a reduced zone south of the Sălătrucului Hill, one can also notice a slight adularization of the rhyolite groundmass, the rocks getting a reddish colour; this process is followed by the deposition from the hydrothermal solution of zeolites and calcite as thin veinlets.

Orthoclase from the rhyolitic rocks is a highly disordered sanidine with $2V_x = 5-44^\circ$ and $PAO \parallel (010)$. It is usually homogeneous, but rarely presents micropertthitic exolutions. In the eutaxitic rhyolites it occurs especially as transparent, limpid crystals with a glassy aspect, while in the vitroporphyrific facies it is white or pink, being difficult to be separated from plagioclases. The two feldspars could be, however, distinguished microscopically and by reactions of selective staining, in such cases the modal analyses being carried out more precisely.

Sanidine usually occurs as untwinned and unzoned crystals, however, one can rarely notice simple twins of two individuals on Carlsbad or Baveno laws. The alteration degree of sanidine is less advanced than that of plagioclases, fresh crystals and partial substitutions with illite and zeolites being noticed.

Veinlets and pseudomorphoses of albite and pistacite after plagioclase are found in the south of the region, especially in the zone of the Chentului Valley. The albite occurrence may be explained as a result of an autometamorphic process with some sodium supply (Giușcă, 1950).

Adularia occurs in the north of the region, at the confluence of the Calului Stream with the Iadului Valley. It resulted from a hydrothermal process developed at the boundary of the rhyolites with the dacites and the Senonian deposits.

Adularia occurs in the groundmass of rhyolite as microscopic accumulations of small idiomorphous crystals with pseudorhombic habitus. There are noticed characteristic rhombic sections ($\perp C$) resulted from the development of the (110) and ($\bar{1}\bar{1}0$) faces, with a pale violaceous colour and obvious negative relief. The crystals have grey-first order birefringence colours and a biaxial negative character. It is probably the monoclinic high-disordered adularia of the sanidine type.

Considering the controversy on adularia, we mention that we use this denomination in Smith's acception (1974) taking into account the occurrence and morphological features.

Observations on Quartz. Quartz is usually the most abundant mineral in all the rhyolitic facies. It is always intensely corroded, the initial crystal being broken up; subidiomorphous or slightly corroded crystals are rarely found. Crystals with a slight undulatory extinction with a biaxial optical character have been also noticed. Some of these characters are in favour of the anatectic origin of the rhyolitic magma (Rittmann, 1958, 1963).

Observations on Tridymite. In the microscopic cavities of the rhyolites from the Sălhișului Peak and the surroundings of the Stingu Hill, small



tabular crystals of tridymite with a hexagonal idiomorphous habitus towards the interior bordering these cavities, considered as crystallizing from the vapour phase, have been distinguished. These crystals are usually twinned and joined together, partly superposed, forming fan-like structures. There are also found elongated rectangular sections with a very low relief ($R. I. \approx 1.47$), very low birefringence, parallel extinction and positive elongation, with cleavages on (1010) and partings on (0001).

Most of the researchers described this mineral in the ignimbritic rhyolite formations, considering it as a high temperature phase of silica, deposited from hot gases. In the course of time, tridymite is substituted by cristobalite or quartz paramorphoses (Ross, Smith, 1962; Heinrich, 1965).

Observations on Allanite (Orthite) $(Ca, Ce, La)_2 (Al, Fe^{3+}, Fe^{2+})_2 OH Si_3 AlO_{12}$ (Winchell, Winchell, 1967). Allanite occurs, as an accessory mineral, in rhyolites from the western part of the Vlădeasa massif; connected with banatites, it has been found in the Banate (Codarcea, 1931) and in the Bihor Mts (Stoicovici, Sălăjan, 1970).

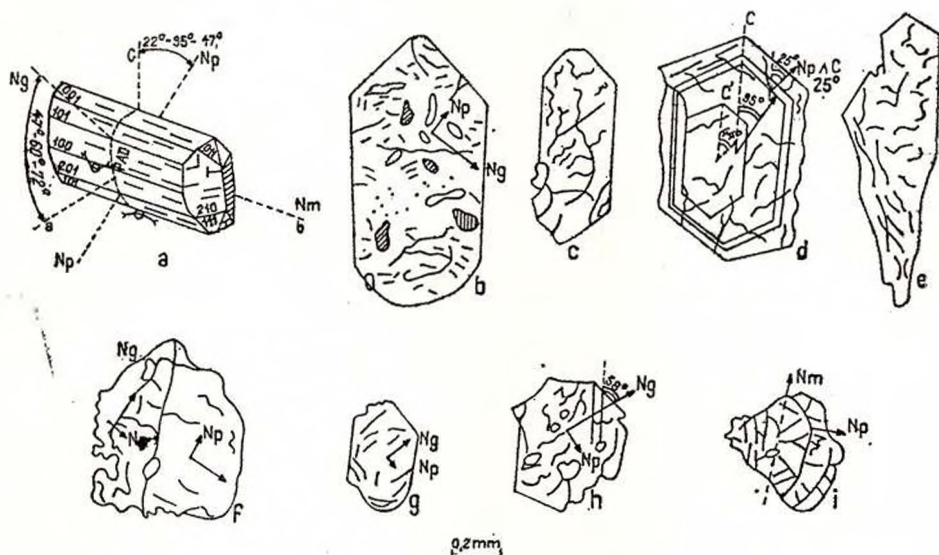


Fig. 14. — Allanite crystals.

a, indicatrix position in an idiomorphous crystal (according to Tröger, 1959);
b-i, aspects of some microscopic crystals in the Vlădeasa ignimbrite rhyolites.

In the Vlădeasa massif we identified allanite only as microscopic sub-millimetric grains (rarely reaching 1 mm). It occurs usually as subidiomorphous or idiomorphous, isometric or elongated crystals with numerous breaking or slight cleavages (Fig. 14). It frequently presents twins formed of two individuals joined on (100) and more rarely it is zoned. The extinctions of the three obvious zones have been measured on a zoned crystal with a hexagonal

contour, the values from the centre of the crystal to the periphery are as follows : $N_{pAc} = 44^\circ ; 25^\circ ; 35^\circ$.

The crystals frequently present zircon and apatite inclusions, fact pointing to the subsequent formation of allanite.

Microscopically, allanite presents a very strong pleochroism : $N_\alpha =$ pale yellow, brownish-yellow ; $N_\gamma =$ intense reddish-brown, dark brown.

The optical characters determined are the following :

$N_{\alpha Ac} = 25^\circ ; 35^\circ ;$ $44^\circ ; 45^\circ$	Biaxial (—) $2V_\alpha = 70^\circ - 80^\circ$	Pleochroism $N_\alpha =$ pale yellow, brownish yellow $N_\beta =$ greenish brown $N_\gamma =$ reddish, brown, dark brown	Refractive index $N_\beta \approx 1.68$ $N_\gamma - N_\alpha = 0.025$
$N_{\gamma La} = 56^\circ ; 58^\circ$	PAO = (010)		

Observations on the Volcanic Glasses. The cryptocrystalline or felsitic groundmass of most of the Vlădeasa rhyolites originates in the pre-existent volcanic glass. In the course of time the influence of hydrothermal conditions as well as the metastable quality of the volcanic glass determines its devitrification ; sometimes the initial aspect becomes unrecognizable. In the western part of the region there occur all the morphological details of the vitroclasts from the perfect isotrope, unaltered fragments constituting the vitrophyres up to the most various aspects of devitrification present especially in the welded tuffs from both sides of the Iadului Valley.

The refractive index of the unaltered glasses determined by means of the immersion liquids and with the Abbé refractometer have values of 1.494—1.504 corresponding to the rhyolite rocks with 70—73% SiO_2 .

— *Morphology of the Volcanic Glasses.* Taking into account that the volcanic glass fragments of the most various forms — concave or convex — originate in the widely vesiculated magma (ponce) fragmented by violent volcanic explosions or due to the difference of temperature as compared to the environment during the emplacement, one can recognize and classify all the fragments, reconstituting the morphology of the larger fragment wherein they originate. Figure 15 represent such fragments drawn under the microscope : 1. all the volcanic glasses originate in the ponce fragment with spheric or ellipsoidal vesicles of different sizes ; 2 a. complete vesicle wall ; 2 b. bifurcated fragments („y”) ; 2 c. arch-shaped or bipolar fragment. Then considering only a vesicle (type II-a) by the destruction of its walls there can be formed : 3 a. lamellar fragments ; 3 b-c. chipy or fibrous fragments.

Under the microscope one can easily recognize all these forms as well as other ones derived from their division into sections according to different planes.

— *Devitrification Textures.* In most cases when the volcanic glass is devitrified, one can notice only the outlines of the initial fragments. Quartz (crystalite ?) and sanidine are the most frequent products of the devitrification. They form characteristic textures. The microtextures identified in the Vlădeasa massif are presented in Figure 16.



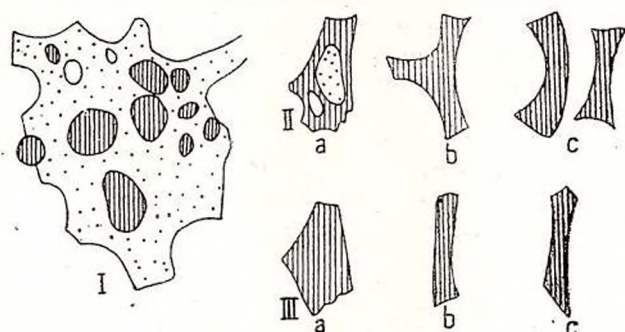
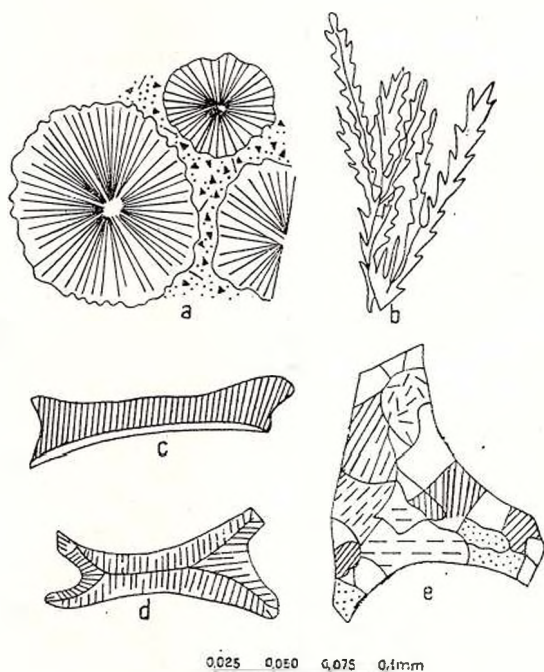


Fig. 15. — Microscopic aspects of the volcanic glass.
I, ponce fragment ; II, forms resulted from the advanced breaking up of the ponce fragment ; a, complete-wall vesicle ; b, three-axial (three-polar) fragment ; c, straight/arch-like bipolar fragments ; III, forms resulted from the breaking up of the wall of a single vesicle : a, lamella-like or platy shard ; b-c, chips, thin fibres.

Fig. 16. — Devitrification textures.
a, spherulitic ; b, dendritic (arborescent) ,
c, pectinated ; d, axiolitic ; e. mosaic texture.



Both the spherulitic (a) and the dendritic (b) textures can occur within a glass fragment or can be more developed, thus concealing the forms of fragments on which they superpose. In the Vlădeasa massif such textures are constituted of sanidine, quartz or zeolites. Each of the other three textures formed relying on only one fragment of volcanic glass: the pectinated texture (c) consists of small acicular crystals perpendicular to an edge of the bipolar fragment, as well as the axiolitic texture (d). The difference between the last two textures is that the latter has two sets of parallel acicular crystals perpendicular to the central axis on either side.

The mosaic texture (e) presents a different aspect; it consists of small crystals developed on at least two dimensions. The minerals formed by devitrifications are, as follows: quartz, sanidine and zeolites or chlorite, subordinately.

There are also incomplete devitrifications when one can notice a border with transparent microlitic crystallizations while a central part rested undevitrified; it is isotrope with yellowish or brown colours, fact suggesting that the devitrification process continues to develop.

d) *Chemical Features of Rhyolites*

18 new chemical analyses have been carried out in order to characterize the Vlădeasa ignimbrite rhyolite formation. The results of these analyses (in oxides %) as well as of 4 analyses from previous papers (Giușcă, 1950; Giușcă et al., 1966) are given in Table 11. There have been analysed samples representative for all the four facies.

Unlike other types of Vlădeasa volcanic rocks (dacites, andesites), the chemical composition of the rhyolites varies very much due to the nonhomogeneity of the magma they originate in as well as due to the large amount of xenoliths enclosed. The SiO_2 contents vary between 68.56—76.46% and the $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio is subunitary, with three exceptions. The high content of SiO_2 and of the total of alkalis (7—8%) represent a characteristic of the final stages of the calc-alkaline, sialic magmas, when at the upper part of the magmatic chambers a great amount of volatiles also involving other residual elements of the magma is concentrated. On the diagram comprising also the values of Rittmann's serial index one can notice, from the distribution of the points, that the Vlădeasa rhyolites belong to the calc-alkaline series with the serial index between 1 and 3 (Fig. 25); some points are situated in the more calcic domain, probably due to the greater amount of calcareous xenoliths. Nevertheless, it is expected that the presence of numerous enclaves with a very different composition to lead to values which no longer correspond to the real composition of the original rhyolitic magma.

With a view to completing the data concerning the chemical composition of the Vlădeasa rhyolitic rocks there have been analysed some of the samples for which there are complete chemical analyses of the major elements in order to obtain the first information on the trace elements content. One followed the characterization of the petrographic types, the possible differences between the facies from this territory, as well as the com-



TABLE 11

Chemical Composition of Ignimbrite Rhyolites

Sample number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Oxides, %	1015	538 ^b	4 ^G	1013	1020	897	8 ^G	9 ^{GC}	910	11 ^G	157	930	441	030	169	530	940	25	1010	431 ^a	514	506
SiO ₂	76.46	76.06	75.90	75.60	75.23	75.16	75.12	75.11	74.75	74.71	74.66	74.22	73.91	73.85	73.53	73.23	73.18	72.52	71.66	70.24	69.84	68.56
Al ₂ O ₃	10.38	12.47	12.59	10.21	10.89	13.47	13.25	13.98	13.69	13.07	12.17	13.80	15.11	15.25	8.75	13.98	14.73	12.34	13.74	12.07	12.92	14.04
Fe ₂ O ₃	0.97	1.07	1.54	2.61	1.87	0.76	0.27	1.93	0.70	0.37	2.80	1.91	1.06	2.25	2.20	1.33	0.67	2.25	2.15	0.29	2.03	1.43
FeO	0.75	0.46	0.80	1.35	0.30	0.68	1.10	0.68	0.91	1.07	0.71	0.45	1.55	0.31	0.14	0.56	1.54	0.48	1.77	2.83	2.42	0.87
MnO	0.04	0.01	0.04	0.06	0.05	0.02	0.03	—	0.05	0.03	0.09	0.04	0.05	0.06	0.12	0.04	0.05	0.13	0.13	0.42	0.07	0.04
MgO	0.65	—	0.22	0.75	1.10	0.10	0.05	0.20	—	0.38	0.25	0.20	—	—	0.60	0.05	0.25	0.45	0.25	3.76	0.35	0.10
CaO	1.26	0.70	0.60	2.03	1.40	1.68	1.30	0.90	1.12	1.50	2.34	1.33	1.11	1.14	2.40	1.15	0.31	2.17	1.54	1.58	2.69	2.66
Na ₂ O	2.90	3.33	3.45	1.62	3.12	3.24	2.97	3.03	3.12	3.58	2.70	3.26	3.69	3.58	2.43	3.18	2.95	3.30	3.72	4.26	2.85	3.69
K ₂ O	4.72	4.50	4.50	4.30	3.86	3.75	4.53	4.11	4.18	4.62	3.25	3.51	2.19	2.29	6.48	4.09	3.25	4.07	4.59	3.39	3.97	2.65
TiO ₂	—	0.16	0.02	—	—	—	0.14	—	—	0.15	—	—	0.41	0.01	0.10	0.12	0.13	—	—	0.10	0.06	—
P ₂ O ₅	0.02	0.16	0.02	0.02	—	0.02	0.02	—	—	0.03	0.06	0.03	0.01	0.02	0.13	0.02	0.05	—	—	0.05	0.11	0.02
S ₂ -	0.03	0.02	0.07	0.05	—	0.06	—	—	—	—	0.04	0.04	0.33	0.05	0.18	0.03	—	—	—	0.37	0.07	0.10
CO ₂	—	0.69	—	0.27	0.22	0.30	—	—	—	—	0.26	—	0.34	0.14	—	0.33	—	0.32	0.20	—	1.42	0.80
H ₂ O ⁺	1.03	0.14	0.58	0.77	1.03	0.91	0.33	—	0.14	0.48	0.34	0.77	0.44	0.70	2.00	0.43	1.06	0.35	0.67	0.16	0.69	4.96
H ₂ O ⁻	0.24	0.10	0.21	0.16	0.66	0.11	0.20	—	0.14	0.08	0.21	0.10	0.15	0.21	0.19	0.17	0.10	0.73	0.13	0.77	0.13	0.17
Total	99.29	99.77	100.54	100.80	99.73	100.26	99.31	99.92	99.80	100.07	99.88	100.07	100.16	100.17	99.55	99.31	99.55	100.16	99.95	100.29	99.62	101.66

Location of samples:

1, eutaxitic rhyolite, Sălișului Peak; 2, porphyric rhyolite, Dumbrăvița Stream; 3, porphyric rhyolite, Meziadului Valley; 4, massive facies, Lupului Valley; 5, porphyric facies, Valea Calului; 6, eutaxitic rhyolite, Poienii Peak; 7, eutaxitic rhyolite, Drăganului Valley; 8, eutaxitic rhyolite, Caprei Peak; 9, massive facies, Măgura Roșianului Stream; 10, eutaxitic rhyolite, Chentului Valley; 11, eutaxitic rhyolite, Iadului Valley; 12, eutaxitic rhyolite, Chentului Valley — Springs; 13, massive facies, Lupului Valley; 14, porphyritic facies, Gugii Valley; 15, porphyritic rhyolite, Lupului Hill; 16, porphyritic facies, Lupului Hill; 18, porphyritic facies, Gugii Valley; 19, porphyritic facies, Lupului Valley; 20, eutaxitic rhyolite, Paltinului Stream; 21, eutaxitic rhyolite, Sohodolului Valley; 22, rhyolite vitrophyry, Nănesete Stream.

parison with similar formations from Romania or other regions with similar geotectonic conditions.

The contents of 14 trace elements — Ba, Pb, Sr, Zr, Sn, Cu, Co, Ni, Li, Sc, V, Cr, Ga, and Be — have been determined by emission spectroscopy, the results obtained being presented in Table 12.

The reduced number of analysed samples is not satisfactory for the characterization of the rhyolite formation but it offers the possibility of some estimations.

Although the samples come from different facies there is no systematic variation of the content of any of the elements. Some variations occur certainly due to the greater content of enclaves of various rocks, especially in case of the eutaxitic facies, for instance the Ba, Sr, and Zr contents of the samples from the Iadului Valley and the Copelii Stream. The other values are similar and this fact correlates with similar major elements contents as well as with the mineralogical data.

TABLE 12
*Trace Elements Content in Ignimbrite Rhyolites **

Sample number, location	1	2	3	4	5	6	7	8	
Cations	Dumbră- vîta	Lupului Valley	Mg. Beuşel	Gugli Valley	Roşian Stream	Iadului Valley	Copeli Stream	Gugli Valley	Average
Ba ²⁺	1110	1250	1300	1500	1200	550	1700	190	1230
Pb ²⁺	24	31	24	42	28	25	24	9.5	28
Sr ²⁺	60	95	66	140	60	18	95	10	76
Zr ⁴⁺	120	150	140	165	150	170	290	75	169
Sn ⁴⁺	4	5	3	2.5	3	4.5	3	3.7	3.6
Cu ²⁺	14	12	20	11	6	10	11	17	12
CO ²⁺	—	—	—	—	2	2.5	7	6.5	1.7
Ni ²⁺	2	2	2	2	2.5	4	3	2	2.4
Li ⁺	23	43	50	55	45	65	37	640	45.4
Sc ³⁺	11	10	11	9	13	10	8	9	10.3
V ³⁺	2	5.5	2	7	3	10	7	4.5	5.1
Cr ³⁺	1	3	1	1.5	2	7	5	3	3.8
Ga ³⁺	19	20	19	15	22	21	17	12	19
Be ²⁺	2.7	3.2	3.1	3	2.8	2.6	3.2	1.9	2.9

* The analyses have been carried out in the laboratories of the Institute of Geology and Geophysics, analyst Irina Bratosin.

Taking into account the average values one can notice some interesting aspects. Thus, Ba contents of the Vlădeasa rhyolites are systematically higher than those of some similar rocks from New Zealand or Kamchatka (Taylor et al., 1969); the contents in this element and K, element with a strong lithophile character, being in correlation. Considering the sequence of emplacement of the Vlădeasa volcanics, from more basic to more acid rocks originating in a common magma, as well as the variation of the Ba and K contents of these rocks, there results the tendency of these elements to concentrate in the late stages of the banatitic magma evolution.



The Sr contents in the Vlădeasa rhyolites are much lower than those in the more basic rocks of this region and in other calc-alkaline rocks in the world.

The contents of siderophile trace elements are considerable lower than those present in the other rock types of the massif, as well as compared to the Tertiary volcanites of Romania or to similar rocks in other regions of the world. Thus, the rhyolites seem to be the products of a very advanced differentiation of a magma poor in these elements.

We have to point out that, as regards the Li content, the Vlădeasa rocks present values of 40—60 ppm, much higher than the existent data concerning this element both in rocks from Romania and from other regions of the world.

e) *Rittmann Norm (AMS) of the Rhyolites;
QAP Diagram*

The calculation of Rittmann norm (AMS)⁵ as well as of the QAP values relies on the 22 chemical analyses of the rhyolitic rocks; these values are presented in Table 13.

The most important minerals which occur within the calculated norm, as in the case of the modal analysis, are quartz, with a frequency of 35—40%, sanidine and plagioclase in variable amounts. Considerable higher values for sanidine in Rittmann norm than in the modal analysis are expected as this mineral always appears in important amounts in the cryptocrystalline and vitroclastic matrix. That is why the sanidine/plagioclase ratio is so clear in favour of orthoclase as compared to the existent ratio when only phenocrysts are taken into account as in the modal analysis. The feldic and accessory minerals participate in a very reduced amount, fact pointed out by the obvious leucocratic character of these rocks. The values of the colour index (C.I.) are small, generally varying between 5—8%.

On Streckeisen diagram (Fig. 7), the QAP values plot mostly in the field defining the normal rhyolites. Some of the rhyolites with an eutaxitic facies are located in the neighbouring field, corresponding to the alkali (feldspar) rhyolites; they represent the samples wherein sanidine occur as more numerous phenocrysts. Only three of the samples chemically analysed occur in the field of rhyodacites, each of them having certain peculiarities. One of the samples represents a rhyolite vitrophyre from the Stîngu Stream zone, containing 4.96% H₂O⁺; the second sample is hydrothermally altered and it comes from the Gugii Valley; the third sample, proceeding from the upper course of the Iadului Valley is impurified due to some small enclaves which could not be completely removed as well as to some small nests of hydrothermal epidote.

Most samples are grouped in the field of the normal rhyolites whatever the facies is. It is also a proof in favour of the hypothesis that all the rhyolitic rocks with various facies belong to the „ignimbrite rhyolite formation“.

⁵ The author would like to express his gratitude to prof. A. Rittmann, Catania, and prof. H. Pichler, Tübingen, for their help in calculation of the „Stable mineral assemblages“.



TABLE 13

Rittmann Norm(AMS) — Ignimbrite Rhyolite Formation

1015	538 ^b	4 ^G	1013	1020	897
Q = 39.15 San = 55.8 Bi = 1.08 CPx = 3.46 Mt = 0.45 Ap = 0.04	Q = 36.4 San = 55.1 Plg = 3.1 Bi = 2.8 Ho = 2.11 Mt = 0.41 Ap = 0.02 Il = 0.10	Q = 35.84 San = 54.7 Plg = 3.9 Bi = 2.8 Ho = 2.26 Mt = 0.36 Ap = 0.04 Py = 0.14	Q = 47.35 San = 32.84 Plg = 10.91 Bi = 7.98 CPx = 0.44 Ap = 0.04 Cc = 0.62	Q = 40.55 San = 40.15 Plg = 12.0 Bi = 5.24 Cpx = 1.04 Cc = 0.50	Q = 37.03 San = 38.55 Plg = 17.95 Musc = 0.97 Ho = 4.61 Cc = 0.67
C.I. = 5.03 τ = 0.01 σ = 1.74	C.I. = 5.21 τ = 0.01 σ = 1.81	C.I. = 5.58 τ = 457.0 σ = 1.92	C.I. = 8.91 τ = 0.01 σ = 1.08	C.I. = 7.31 τ = 0.01 σ = 1.51	C.I. = 5.50 τ = 0.01 σ = 1.52
Q = 41.23 A = 48.44 P = —	Q = 38.60 A = 57.82 P = 3.58	Q = 37.96 A = 57.92 P = 4.12	Q = 51.97 A = 36.05 P = 11.97	Q = 43.75 A = 43.32 P = 12.93	Q = 39.59 A = 41.22 P = 19.19

8 ^G	9 ^{GC}	910	11 ^G	157	930
Q = 36.20 San = 46.56 Plg = 13.15 Bi = 0.18 Ho = 3.53 Mt = 0.20 Ap = 0.04 Il = 0.14	Q = 35.82 San = 44.09 Plg = 10.42 Musc = 1.11 Ho = 8.17 Mt = 0.38	Q = 36.4 San = 43.8 Plg = 12.9 Musc = 2.2 Ho = 4.5 Mt = 0.3	Q = 32.86 San = 49.16 Plg = 14.78 Bi = 1.83 Cpx = 0.98 Mt = 0.37 Ap = 0.06 Il = 0.07	Q = 42.82 San = 23.90 Plg = 25.48 Bi = 6.26 Ho = 0.34 Mt = 0.49 Ap = 0.12 Cc = 0.59	Q = 36.26 San = 35.20 Plg = 20.40 Musc = 0.68 Ho = 6.68 Mt = 0.29 Il = 0.42
C.I. = 5.09 τ = 73.43 σ = 1.75	C.I. = 8.56 τ = 0.01 σ = 1.59	C.I. = 6.9 τ = 0.01 σ = 1.68	C.I. = 3.31 τ = 63.27 σ = 2.12	C.I. = 7.79 τ = 0.01 σ = 1.12	C.I. = 7.46 τ = 25.71 σ = 1.47
Q = 37.74 A = 48.55 P = 13.71	Q = 39.65 A = 48.81 P = 11.54	Q = 39.1 A = 47.0 P = 13.9	Q = 33.98 A = 50.84 P = 15.18	Q = 46.44 A = 25.92 P = 27.63	Q = 39.47 A = 38.32 P = 22.20

441	030	159	530	950
Q = 37.97 Ancl = 49.26 Ho = 11.59 Mt = 0.38 Ap = 0.02 Il = 0.01	Q = 38.23 San = 19.67 Plg = 30.34 Ho = 10.92 Mt = 0.35 Ap = 0.06	Q = 37.91 San = 49.18 Cpx = 11.47 Sodas = 1.18 Ap = 0.26	Q = 34.17 San = 42.01 Plg = 16.22 Musc = 1.32 Ho = 5.09 Mt = 0.27	Q = 40.97 Ancl = 36.14 Musc = 14.82 Ho = 7.07 Mt = 0.28 Ap = 0.10



Cc = 0.77	Il = 0.11 Cc = 0.32		Ap = 0.04 Il = 0.13 Cc = 0.74	Il = 0.43
C.I. = 12.77	C.I. = 11.75	C.I. = 12.91	C.I. = 6.28	C.I. = 8.08
τ = 1142.0	τ = 17.70	τ = 52.67	τ = 83.08	τ = 28.73
σ = 1.12	σ = 1.12	σ = 2.60	σ = 1.75	σ = 1.27
Q = 43.53	Q = 43.32	Q = 43.53	Q = 36.98	Q = 53.13
A = 56.47	A = 22.29	A = 56.47	A = 45.46	A = 46.87
P = —	P = 34.38	P = —	P = 17.55	P = —

25	1010	431 ^a	514	506
Q = 34.65	Q = 29.85	Q = 23.54	Q = 33.76	Q = 32.43
San = 40.43	San = 44.69	San = 50.69	San = 43.00	San = 22.73
Plg = 18.83	Plg = 18.98	Plg = 13.74	Plg = 7.74	Plg = 36.58
Bi = 3.08	Bi = 5.45	Cpx = 2.90	Bi = 4.44	Bi = 1.16
Cpx = 1.48	Mt = 0.58	Ho = 8.98	Ho = 6.94	Ho = 5.29
Mt = 0.70	Cc = 0.45	Mt = 0.98	Mt = 0.67	Mt = 0.36
Cc = 0.73		Ap = 0.10	Ap = 0.21	Ap = 0.04
Ru = 0.10		IL = 0.08	Cc = 3.22	Cc = 1.42
C.I. = 6.09	C.I. = 6.48	C.I. = 13.03	C.I. = 15.49	C.I. = 7.27
τ = 0.01	τ = 0.01	τ = 78.10	τ = 167.83	τ = 0.01
σ = 1.84	σ = 2.41	σ = 2.15	σ = 1.73	σ = 1.57
Q = 36.90	Q = 31.92	Q = 27.07	Q = 39.95	Q = 35.35
A = 43.05	A = 47.79	A = 58.28	A = 50.89	A = 24.77
P = 20.05	P = 20.30	P = 14.65	P = 9.16	P = 39.88

f) Significance of the Rhyolite Enclaves

The Vlădeasa ignimbrite rhyolites comprise a remarkable great amount of enclaves, in the rocks with eutaxitic facies reaching 10% of the rock, and have a heterogeneous aspect. There are sometimes noticed enclaves proceeding from the basement or the walls of the fracture before the outcropping of the magmas. In this case, on obvious reaction rim can be noticed around these enclaves, usually recrystallized. The sizes of xenoliths are of 0.5—2 cm or even microscopic, sometimes being completely assimilated by the magma; the shapes are angular, isometric or lenticular. There have been identified mica-quartzites, garnet micaschists, Seisian sandstones and red siltites and very frequently Senonian black mica siltites, the last pointing to a subsequent age of rhyolites. In the southern part of the region, fragments of white Mesozoic limestones bordered by a reaction rim with diopside, grossularite, wollastonite and epidote occur frequently.



In the central part of the region, along the Iadului and Gugii valleys, the recrystallized limestone enclaves have been subjected to pneumatolitic-hydrothermal conditions with F supply. Concurrently with the replacement of garnet by chlorite and calcite, there occurred numerous cubic or octahedral fluorite crystals, epidote and actinolite as neoformation minerals. In the zone of the Leșu dam, tourmaline, scolecite and chabasite have been also identified beside fluorite. Similar parageneses with fluorite and chabasite have been also found at Cirligatele and on the Ariei Stream; it is obvious that metallic minerals, sphalerite, galena and pyrite also appear in these occurrences beside grossularite, diopside, epidote and actinolite.

Unlike the above-mentioned enclaves, there are also enclaves which are not altered at all. They have been later included in the rhyolitic magma, almost consolidated, with a very low temperature.

The fragments of andesites and dacites belonging to the cycle of the Vlădeasa volcanics, enclosed in rhyolites, are also interesting as they give information on the time sequence of different types of rocks. Enclaves of eutaxitic rhyolites within the rhyolites with porphyritic facies have been also found; this fact indicates that the rhyolites have been emplaced in several episodes separated by short time intervals. Very many enclaves are noticed at the upper levels of the rhyolitic formation with eutaxitic facies; they are less numerous in the massive and vitrophanitic facies arisen from the deeper parts of the magmatic basin.

Analysing statistically the nature of the enclaves in different parts of the massif, one can observe the abundance of the crystalline schists towards north-east and the Chentului Valley zone, while the xenoliths of the Triassic limestones and quartzites predominate towards west; this fact correlates well with the source places of the enclaved rocks.

The Senonian black mica siltites are the most common enclaves in this formation, all over the region. They prove that the magmatic phenomena developed after the deposition of the Gosau formations, both phenomena occurring in the Vlădeasa posttectonic Senonian basin. It could be considered a volcano-tectonic depression formed subsequently to the main phase of the Alpine orogenesis.

The presence of various enclaves in rhyolites and in most of the banatic rocks depends on the characters of the magmas oversaturated in silice and volatile substances, the presence of the enclaves representing a characteristic of the calc-alkaline magmas.

4. Banded Biotite Rhyolites

a) *Distribution, Morphological Types*

Some occurrences of biotite rhyolites with an obvious fluidal structure have been identified in the western part of the Vlădeasa massif: in the Plopișului Peak and its surroundings, the spring zone of the Stîngu Brook, on the Iedușului Brook, as well as in the zone of the Leșului Valley — the Rujeț Peak. The rock usually cleaves on centimetric parallel planes; it is brown



and quite homogeneous. Vitrophanic aspects have been noticed in places, the rock being black or reddish.

The banded biotite rhyolites represent the youngest rhyolitic products; they overlay the eutaxitic and porphyric rhyolites and contain enclaves from these rocks. The dome-like form of the rhyolite body from the Plopişului Peak probably represents a neck, while the neighbouring rocks from the thatwags of the Meziadului Valley, a short lava flow. The other occurrences represent subvolcanic bodies whose space distribution has been controlled by the Laramian fractures.

b) Petrography

The main characteristics of these rocks are given by the fluidal aspect of the groundmass pointed out by the subparallel position of the biotite lamellar crystals, while the feldspar and quartz phenocrysts occur in a very reduced amount. The modal analyses carried out under the microscope are rendered in Table 14.

Both oligoclase and sanidine, occurring in a reduced amount in similar proportions, are partly argillized, illite being the substitution product. The phenocrysts of 1—2 mm are oriented and often corroded by the surrounding groundmass. Surprising for so acid rocks is the occurrence, in a very reduced amount, of corroded, fine-grained quartz.

TABLE 14

Modal Analysis (%) — Banded Biotite Rhyolites

Modal composition	1. Plopiş Peak	2. Ieduţ Brook	3. Rujet Hill
Quartz	0.9	1.4	2.1
Sanidine	3.35	3.8	5.2
Oligoclase	2.65	3.1	3.3
Biotite	0.8	1.4	2.6
Accessory minerals	0.3	0.1	0.3
Groundmass	92.0	90.2	86.5

Zircon, apatite, rutile, sphene and ilmenite, always fine-grained (0.01—0.2 mm) are found as accessory minerals.

The groundmass is glassy, often easily devitrified or microcrystalline, constituted of quartz, tridymite and sanidine. The same minerals often fill lens-shaped miarolitic cavities. The presence of some intensely corroded crystalloclasts of the biotite crystals, often contorted or even fractured, as well as the reduced degree of the rock alteration and the absence of the associated hydrothermal phenomena suggest their origin in a magma viscous enough, poor in volatile components.

The very low content of crystals and the frequently hyaline groundmass indicate the sudden consolidation of a magma with a high temperature and a very short evolution before its cooling.



c) Chemical Features, QAP Diagram

The chemical analyses of the samples proceeding from the main bodies are obtained. The results of three major elements analyses (in oxides %) as well as the trace element contents (in ppm) are presented in Table 15.

TABLE 15
Chemical Composition — Banded Biotite Rhyolites

Oxides	Major elements, %			Trace elements (ppm)		
	Plopiș Peak	Iedut Brook	Rujet Hill		Plopiș Peak	Rujet Hill
SiO ₂	74.26	74.14	74.09	Ba	1250	920
Al ₂ O ₃	14.66	14.10	13.85	Pb	45	31
Fe ₂ O ₃	1.01	2.00	1.22	Sr	55	68
FeO	0.11	traces	0.06	Zr	145	115
MnO	0.07	0.07	—		3	4
MgO	1.17	0.92	1.05	Cu	6	15
CaO	0.95	0.98	0.73	Co	—	—
Na ₂ O	1.79	2.48	3.18	Ni	2	2
K ₂ O	4.69	3.86	4.92	Li	32	60
TiO ₂	0.26	0.20	0.23	Sc	5	5
P ₂ O ₅	0.02	—	0.02	V	5	2
H ₂ O ⁺	0.63	0.05	0.97	Cr	1	1
Total	99.62	99.80	100.33	Ga	17	19
Apparent density	= 2.578					

From these values, there results that the chemical composition is very uniform, the main oxides having similar contents. SiO₂ has values little higher than 74%, Al₂O₃ about 14% and the total of the oxides of the alkali elements varies between 6.34—8.10%; the Na₂O/K₂O ratio is always obviously in favour of K₂O. As regards the trace elements contents, the values are very close to the average calculated for rhyolites, in general.

The calculation of Rittmann norm (AMS) as well as of the petrochemical indices and the QAP values are based on the results of the chemical analyses.

From Table 16 one can notice that sanidine occurs more frequently than plagioclase and quartz. Biotite appears also frequently, as it occurs in the groundmass not only as visible crystals, but also cryptocrystalline.

According to the above-mentioned data, the rocks are defined as normal rhyolites being situated — on the QAP diagram (Fig. 7) — in the field of transition (2—3^a) from the normal rhyolites to the alkali feldspar rhyolites.



TABLE 16

Rittmann Norm (AMS) — Biotite Banded Rhyolites

	Plopiș Peak	Ieduț Brook	Rujet Hill
Q	39.14	37.89	32.30
San	37.78	38.29	54.25
Plg	5.81	10.21	5.07
Musc	6.05	1.68	—
Bi	10.78	11.48	8.04
Mt	0.12	0.25	0.16
Ap	0.04	—	0.04
Il	0.27	0.21	0.13
C.I.	11.21	11.94	8.37
τ	49.50	58.10	46.39
σ	1.34	1.29	2.11
Q	47.31	43.86	35.25
A	45.66	44.32	59.21
P	7.03	11.82	5.54

B. LARAMIAN PLUTONIC AND HYPABYSSAL ROCKS (SECOND CYCLE)

Soon after the emplacement and consolidation of the volcanics the magmatic phenomena continued as intrusions which reached either more deep-seated levels or arised to the shallow-depths. Thus, small plutonic and hypabyssal bodies occurred. When the original magma consolidated under subvolcanic conditions, the rocks present transition facies to volcanites.

In the western part of the Vlădeasa massif, numerous apophyses of dioritic or granodioritic composition as well as small granitic bodies, irregularly distributed in the whole area, have been identified. Towards south-west, the Vlădeasa massif contacts the two larger banatitic bodies of laccolith type from Budureasa and Pietroasa. We appreciate that the area of all intrusive banatite occurrences, outlined on the annexed map, represents about 10 km², from this point of view being subordinated to volcanics. The geological and geophysical data show that these occurrences represent only the apophyses of a great deep-seated banatitic body, a bathotith.

We also remark the importance of the magmatic differentiation processes and of the tectonic factors which controlled the distribution of the eruptive bodies ; there will be also pointed out the relationships among the different instrusive rocks and especially their relationships as against the volcanics as, by the rock variety and the structure complexity, the Vlădeasa massif offers numerous data for the time determination of the sequence of different types of rocks and of the magmatic phenomena, in general.



We pointed out that in the Vlădeasa massif the cycle of the early Laramian volcanics (I) represented a first important episode that released the magmatic activity which developed in time to more acid products (andesites-dacites-rhyolites). Afterwards, there developed the magmatic phenomena which generated the products belonging to the cycle of the Laramian plutonites (II). The data resulted from the investigation of the Vlădeasa massif and the Budureasa banatitic laccolith (Istrate, 1973) suggest that the rocks formed during this cycle become also more acid. Several diorite, granodiorite and monzogranite bodies emplaced in this sequence have been distinguished in the Vlădeasa massif. Further on, we shall present these types of rocks, mentioning especially the new data obtained.

Of course, there arose some difficulties to establish the most appropriate name for every structo-textural variety of rock, corresponding to similar mineralogical and chemical composition (heteromorphism). In order to diagnose the whole possible range of natural rocks we propose a scheme, as illustrated in Table 17.

1. Quartz Diorites, Tonalites, Microdiorite Porphyries

a) *Distribution*

Some diorite bodies intruding the sequence of the Mesozoic deposits, sometimes their rhyolitic cover too, have been identified in the southern part of the region. The quartz diorite-tonalite body situated west of the Sîna de Vale health resort, between the Iadului Valley and the Ieduțului Brook, is the most widespread. Towards west, this body contacts the Budureasa monzogranite body, while in the other parts it intrudes the Triassic deposits and the eutaxitic rhyolites. On the Băița Summit (1351 m), the highest altitude where these rocks occur, a rest of the cover of intensely recrystallized Triassic sandstones is preserved.

Other occurrences of quartz diorites and tonalites of smaller sizes occur in the neighbouring zones. On the Zăpozii Valley, at the southern border of the map, there outcrops a small biotite hornblende quartz-diorite body intruding the Triassic sandstones, dolomite and limestones, lens-shaped accumulations of magnetite and lead-zinc ore minerals being found at the contact associated with skarns and marbles.

Another apophysis of biotite hornblende quartz diorite outcropping on about 50 m in the Cîrligatele Valley, a tributary on the upper course of the Iadului Valley, is very interesting. Here, quartz diorite intruded the eutaxitic rhyolite breaking up and producing an intense silicification and argillization of the later at the contact. On about one meter, quartz, calcite, chlorite and zeolites deposited on the rhyolite fissures (Fig. 17). It is a very favourable situation to prove the relationships between the acid volcanites of the first cycle and the apophyses of some subsequent plutonic bodies of the second cycle.

A small occurrence of diorite rocks with a marginal facies of microdiorite porphyry was identified in the area of the Izvorul Minunilor-Aria Vulturului.



TABLE 17

Petrotypes on Structo-Textural Criteria (a Proposition)

Abyssal		Hypabyssal				Subvolcanic-volcanic	
1	2	3	4	5	6	7	
Porphyritic granite	Granite	Granite porphyry	Porphyritic microgranite	Microgranite	Microgranitic rhyolite	Rhyolite	
Holocrystalline porphyritic, inequigranular Large crystals (> 1 cm) Megaporphyritic granite (if phenocrysts > 2 cm)	Holocrystalline equigranular (grain size > 1 mm)	Holocrystalline inequigranular Phenocrysts $> 20\%$ (20–80%) Groundmass well crystallized Grains > 0.1 mm	Holocrystalline porphyritic Phenocrysts $< 20\%$	Holocrystalline Phenocrysts $< 2\%$	Microcrystalline porphyritic Groundmass microcrystalline 0.1–0.01 mm	Micro, cryptocrystalline or hyaline Groundmass < 0.01 mm	

The Runcul Caprei lenticular body appears under similar conditions. It has a quartz dioritic composition with a marginal facies very rich in biotite.

Another occurrence is a microdiorite porphyry dyke, 6 m thick, striking NW—SE which intersects the Senonian deposits east of Cicul Sălhişului, in the north.



Fig. 17. — Sketch of the outcrop in Cirligatele Stream.

1, quartz diorite ; 2, intensely altered eutaxitic rhyolite ; 3, slightly altered rhyolite with zeolites and calcite veinlets ; 4, eutaxitic rhyolite.

b) Mineralogical and Petrographical Data

The diorite and tonalite rocks often present a nonhomeogeneous aspect due to some xenoliths of cornified crystalline schists, Triassic sandstones and phyllites or to some microdioritic separations. Generally, the rocks are holocrystalline ; however, porphyritic aspects frequently appear at the periphery

TABLE 18

Modal Analysis — Quartz Diorites — Tonalites

Minerals	Central facies		Marginal facies	Quartz microdiorite	
	sizes (mm)	amount, %	amount, %	sizes (mm)	amount, %
Q	3.0/2.0—0.8/0.2	17.8	12.0	0.20/0.16	5.3
Plg	11.0/9.0—2.0/0.5	60.8	55.0	1.27/0.31	50.4
Ho	20.0/5.0—2.0/0.4	9.1	3.7	1.21/0.38	23.7
Bi	5.0/4.1—2.0/1.7	8.0	4.1	1.10/1.05	3.9
Mt	0.11/0.06—0.05/0.03	0.3—3.7	2.6	0.10	1.9
Ap, Ti,					
Zr, All	0.2—0.01	0.4—2.5	1.5	0.12	0.5
Ep	1.1/0.3—0.2/0.04	0.2	0.1	1.1/0.3	8.1
Ground-	—	—	21.0	orth. 1.2/1.0	1.21
mass				myrm. —	6.2

of the bodies. These rocks consist mostly of plagioclases occurring as crystals of 3—5 mm or even 1 cm, quartz, hornblende, biotite and rarely pyroxene participating in a reduced proportion. Among the accessory minerals there participate magnetite, apatite, allanite, titanite and zircon. The modal analysis is rendered in Table 18.



This table presents the average compositions of holocrystalline quartz diorites considered „central facies“, of some „marginal“ porphyritic varieties and of some microdiorite enclaves.

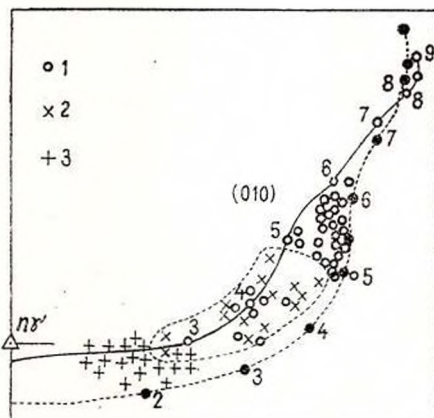
The most frequent mineral, the plagioclase, is always twinned, shows „synneusis“ structures and presents various types of zoning : normal oscillatory, reverse oscillatory, reverse. Normally, the zones are very thin, but sometimes the core and the border of the crystals are broader zoned. Usually, plagioclases are fresh but alterations to albite, epidote, illite, chlorite are also common.

Sometimes, plagioclases with different compositions occur in the same rock. Thus, there are phenocrysts with 50—60% An and more sodic ones with values of 34—38% An, microphenocrysts of 48—52% An occurring too.

The composition and structural state of the plagioclases from the diorite rocks have been determined by means of the universal stage. On the diagrams drawn up by Burri et al. (1967), the projection of the poles of the twinning plane (010) and of the albite twinning axis is always achieved nearby the low temperature curve, specific to the feldspars crystallized under plutonic conditions, or between the two curves (Fig. 18).

Common hornblende is also an essential mineral of the quartz diorite and tonalite rocks. This mineral shows the tendency to concentrate itself in the central part of some bodies, while their marginal facies contains, besides amphibole, a variable amount of biotite which sometimes predominates. The hornblende crystals are usually of 1-3 mm large, sometimes exceeding even 1—1.5 cm. In the quartz diorite body from the Cîrligat Valley, a variety of

Fig. 18. — Composition of the plagioclases of the plutonic banatitic rocks. 1, quartz diorites and tonalites; 2, granodiorites; 3, granites.



uralitic hornblende, probably proceeding from a pyroxene, can be noticed beside hornblende. Beside amphibole, there occurs biotite, especially the brown-reddish variety with a very strong pleochroism, usually partly chloritized (penine) and slightly contorted.

Besides the above-mentioned minerals, we point out the frequent occurrence of quartz and orthoclase, subordinately, usually in the fine crystallized fraction. Orthoclase, with $2V\alpha = 50-62^\circ$, usually borders plagioclase phenocrysts or percolates along their contact with quartz.

c) *Chemical Features, Position of the Quartz Diorite and Tonalite Rocks on the QAP Diagram*

As the mentioned occurrences were mostly unknown, we carried out 6 new chemical analyses on samples proceeding from the most varied rocks (Tab. 19).

One can notice the important variation of the SiO_2 values from the quartz diorite to the tonalite rocks, as well as the constant high content of Al_2O_3 with values of 17.50—20.04%.

TABLE 19

Chemical Composition of the Quartz Diorite and Tonalite Rocks

Sample number Oxides, %	430	13/74	1119	424	404	1140
	Iadului Valley	Zăpozii Valley	Cirligatele Brook	Minunilor Spring	Murgaşul Peak	W. Stîna de Vale, Iadului Valley
SiO_2	51.08	54.38	54.98	58.02	58.10	58.50
Al_2O_3	20.04	18.90	18.79	19.10	18.37	17.50
Fe_2O_3	10.0	1.67	3.49	6.40	5.28	3.86
FeO	0.11	3.90	3.27	0.32	2.68	2.81
MnO	0.10	0.18	0.17	traces	0.15	0.03
MgO	5.10	3.20	4.02	4.22	3.18	2.90
CaO	8.26	6.30	6.54	5.57	4.98	4.37
Na_2O	3.10	5.14	3.65	3.10	3.75	3.35
K_2O	1.20	1.85	2.02	2.12	2.29	1.92
TiO_2	0.75	1.32	1.22	0.12	1.01	0.88
P_2O_5	—	0.84	0.46	—	0.32	0.19
S^{2-}	traces	1.18	0.23	traces	0.24	0.08
CO_2	1.24	0.25	—	1.40	—	0.23
H_2O^+	0.04	1.30	0.47	0.08	1.88	3.07
Total	100.90	99.42	99.51	100.55	100.37	99.69

Some of these rocks have been analysed with a view to the determination of the trace elements content. The results obtained are presented in Table 20.

The Ba, Zr and Li contents are obviously higher in the Vlădeasa rocks as compared with the Săvirşin diorite rocks (Savu et al., 1967) while the values for V are very low. We emphasize that most elements (except Ba) have similar contents with the data presented by Vinogradov (1961) as diorite average.

The results of the modal analyses as well as the norm calculated according to Rittmann method for the plutonic facies lead to the determination of the QAP values (Tab. 21).

In conformity with these data, considering also the values of the colour index (C.I.) and the composition of plagioclases, these rocks have to



TABLE 20

Trace Elements Content (ppm)

	Ba	Pb	Sr	Zr	Sn	Cu	Co	Ni	Li	Sc	V	Gr	Ga
1. Iadului Valley	640	15	700	380	3.5	44	20	12	50	19	85	20	25
2. Cîrligatele Brook	1400	20	670	780	2	27	18	6.5	65	13	46	10	27
3. Minunilor Spring	870	18	520	210	3.5	42	21	16	55	17	78	36	22

TABLE 21

Rittmann Norm (AMS) and QAP Values — Quartz Diorites and Tonalites

	Iadului Valley	Zăpozii Valley	Cîrligatele Valley	Izvorul Minunilor	Băiței Summit	Stîna de Vale Iadului Valley
Q	14.48	13.03	11.09	19.76	12.46	22.73
Or	—	—	3.40	—	—	0.54
Plg	56.27	62.58	61.04	45.14	67.36	50.10
Bi	—	18.48	14.99	22.72	5.71	4.12
Mt, Il	1.13	1.17	1.62	0.85	1.98	0.98
Hb	25.22	—	6.38	8.28	11.32	20.42
Cc	2.90	0.59	—	3.25	—	0.56
Sf(Tl)	—	—	0.06	—	0.84	—
Ap	—	1.69	0.93	—	0.33	0.39
Py	—	2.45	0.48	—	—	0.17
C.I.	29.25	24.39	24.47	35.09	20.18	26.64
τ	22.59	11.17	12.41	13.33	9.31	16.08
σ	2.29	3.16	2.68	1.81	1.49	1.79
Q	20.47	17.23	14.69	30.45	15.61	30.98
A	—	—	4.50	—	—	0.73
P	79.53	82.77	80.81	69.55	84.39	68.29

be defined as quartz diorites and tonalite respectively. The mineralogical data are in agreement, the rocks being characterized by the presence of hornblende and biotite as femic minerals. Pyroxene and orthoclase occur only in a very small amount or accidentally.

d) *Observations on the Cornified Xenoliths*

Numerous lenticular xenoliths, dark-coloured and of variable sizes, are sometimes found at the periphery of the quartz diorite and tonalite bodies. In most of these bodies, it is very difficult to establish the initial nature of these enclaves as they underwent an intense pyrometamorphism, so that both the initial parageneses and the structural-textural aspects have been entirely modified. Considering the mineral associations resulted as well as the



characters of some less altered enclaves, the aluminous pelitic sedimentary rocks and the micaceous crystalline schists seem to be established as the original material. The resulted hornfelses present very interesting parageneses, some of them being noticed by Szádeczky (1904); more recently Giușcă (1950) studied minutely similar hornfelses from the eastern part of the Vlădeasa massif.

We have identified enclaves in the outcrops from the Iadului Valley west of Stîna de Vale, in the tonalite protuberance south-east of the Băița Summit, on the Ieduțului Brook, as well as in the quartz diorite body from the Zăpozii Brook.

In all these occurrences, there are found, in variable proportions, sillimanite, corundum, hercynite, magnetite, cordierite \pm garnet and rutile against a background of brown-reddish biotite, orthoclase, sanidine and plagioclase.

Sillimanite, as prismatic-acicular crystals with sharp endings, parallelly or divergently oriented, are ordinary small-sized (0.06—0.09 mm), sometimes reaching 3—4 mm.

Corundum forms isometric or short prismatic grains of 0.1—0.3 mm, with a very strong relief and often with a very characteristic pleochroism: N_o = blue-violet, N_E = pale green, yellowish or colourless (sapphire variety). The blue colour sometimes persists with an attenuated hue in case of the birefringence colour, as well. Otherwise, the grains are yellowish, have an impure aspect and a rather weakly pleochroism. The optical character of corundum is uniaxial negative or slightly biaxial. Sometimes crystals with a nearly hexagonal habitus and intergrowths with spinel (hercynite) bordered by a pinite or muscovite aggregate have been encountered. There are also subparallel prismatic crystals or xenomorphous grains with a riddled aspect.

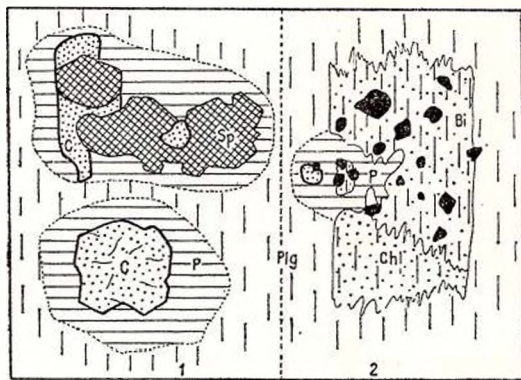


Fig. 19. — Microscopic aspects of some intensely cornified pelitic enclaves in the Stîna de Vale-Băița Summit tonalite body.

1, corundum (C) eventually intergrown with spinel (hercynite) — Sp, bordered by pinite — P, against a plagioclase background; 2, hercynite, agglomerated grains in partly chloritized biotite (Bi).

Spinel is represented by hercynite, which is usually idiomorphous with an octahedral or cubic habitus, opaque or greenish semitransparent. Sometimes spinel intergrown with corundum is included in biotite and forms concentrations against the feldspar background (Fig. 19).

Cordierite can be easily recognized after its short prismatic rectangular habitus and the pale yellowish colour; it is always transformed into pinite.

Sometimes the crystals are less altered, polysynthetical twins similar to those of plagioclase can be recognized, too.

The crystallization sequence of these minerals seems to be the following : corundum → spinel → sillimanite → biotite → cordierite.

The above-mentioned paragenesis formed at a very high temperature and low pressure, at a shallow depth, probably 1—2 km.

2. Granodiorites and Their Porphyritic Facies

a) *Distribution and Petrography*

Several small granodiorite bodies have been found in the central and southern part of the investigated area. Granodiorites outcrop in the spring zone of the Nieșului and Chențului brooks ; they intrude the rhyolite formation and partly the Senonian deposits indicating their subsequent emplacement. Other occurrences have been identified on the Sebișelului Valley, the upper thalweg of the Iadului Valley, downstream Cîrligatele, and on the Drăganului Valley, intruding also the rhyolites.

As the quartz diorites, the granodiorite bodies present a marginal facies represented by hornblende biotite microdiorite porphyry.

The plagioclase crystals (28—41% An) of 2—5 mm, usually crossed by albite, epidote or illite veinlets, are very frequently encountered. More basic microphenocrysts (42—50% An) included in phenocrysts, as well as corroded plagioclases included in orthose can be also noticed.

The orthose usually forms smaller phenocrysts and has a negative biaxial character with $2V = 54\text{—}60^\circ$. Beside the more common twinnings one can also observe twins with a normal hemitropy of Baveno type, considered more rare. This mineral is an important constituent of granodiorites ; it occurs both as phenocrysts and in the fine-grained groundmass where, together with quartz, it often forms micropegmatitic textures. Quartz is very frequently found, sometimes forming xenomorphous crystals. Among the accessory minerals, beside titanite and magnetite, zircon and apatite can be found, too.

The marginal facies of the granodiorites contains a larger amount of biotite, often chloritized, while illite and stilbite are found in the groundmass.

b) *Chemical Composition and Position on the QAP Diagram*

Taking into account the sporadical occurrences of small granodiorite bodies and the absence of chemical data, two new chemical analyses have been carried out and the contents of trace elements of a sample from the Drăganului Valley, downstream the confluence with the Chențului Brook, have been determined. The results of these analyses are presented in Table 22.

Among the presented data the very high contents of Ba = 3.200 ppm and Zr = 740 ppm are interesting as compared to the contents from other banatitic rocks from Vlădeasa or Săvirșin. Generally, the chemical data are



normal for these transition rocks being, however, closer to quartz diorites. Rittmann norm and the *QAP* values, calculated for the two analysed samples, show differences especially as regards the quartz and alkali feldspar content; on the diagram they occur on two neighbouring fields. The sample from the Iadului Valley is a granodiorite, being situated almost in the centre of field 4; its quartz content (25.4%) is smaller than the average of

TABLE 22

Chemical and Mineralogical Composition of Granodiorites

	617	876	Trace elements (ppm)		Rittmann norm (AMS)		
	Drăganului Valley	Iadului Valley	Sample no 617			Drăganului Valley	Iadului Valley
SiO ₂	62.70	62.91	Ba	3200	Q	15.01	20.9
Al ₂ O ₃	18.06	15.99	Pb	14	Or	24.45	12.6
Fe ₂ O ₃	1.63	2.37	Sr	620	Plg	46.94	48.9
FeO	2.30	1.92	Zr	740	Bi	6.58	8.8
MnO	0.01	0.22	Sn	3.5	H	4.71	6.7
MgO	1.20	3.08	Cu	16	Mt	0.50	1.4
CaO	2.94	4.68	Co	—	Ap	0.39	0.3
Na ₂ O	4.68	3.84	Ni	3	Il	0.79	0.3
K ₂ O	3.44	2.54	Li	50	Cc	0.28	—
TiO ₂	0.99	0.66	Sc	10	Py	0.34	—
P ₂ O ₅	0.20	0.16	V	17			
S	0.17	—	Cr	1.5	C.I.	13.60	17.6
CO ₂	0.12	—			τ	13.52	18.41
H ₂ O ⁺	0.43	1.88	Ga	25	σ	3.35	2.04
Total	100.01	100.26			Q	17.38	25.4
					A	28.30	15.3
					P	54.32	59.3

granodiorites. The rock from the Drăganului Valley has particular *QAP* values so that it occurs in the field of quartz monzodiorites, nearby the boundary with granodiorites. As the structural and mineralogical features of the two bodies are similar, both are considered granodiorites.

3. Granites, Monzogranites, Microgranite Porphyries

a) *Distribution and Petrography*

The most acid products of the proper Laramian magmatism are found in the marginal zones of the studied region. They represent the newest products emplaced during this second cycle. There are clear intrusion relationships as against the Mesozoic sedimentary formations and the volcanics (dacites and rhyolites) of the first cycle of the Laramian magmatic activity.



At the northern boundary of the region one can notice four small elongated bodies of biotite microgranite porphyries situated along the Zimbrului fault, from the Zimbrului Valley up to the Sălătrucului Hill. The location of these bodies has been controlled by the same fracture penetrated by the earlier dacitic magmas.

Another occurrence of granitic rocks is found in the Drăganului Valley between the confluence with the Zărnii and Chențului valleys on about 4 km. In this zone, the granite rocks present a microgranite marginal facies and, here and there,miarolitic druses with crystals of smoky quartz and pink orthose, sometimes reaching 0.5—1 cm.

Towards south-west, the Vlădeasa massif comes into contact with the Budureasa laccolith. North-east of this body, between the Sîrea Brook and the Bișelului Valley there occur monzogranitic rocks with a holocrystalline-porphyrific texture. The contacts of the intrusive body with the Mesozoic sedimentary formations have been minutely investigated because of the interesting hornfels and skarn formations resulted.

The granite rocks and their structural varieties from the Drăganului Valley have been already described in details by Gîușcă (1950) so that we have no reason to present them again.

The *microgranite porphyry* bodies which mark out the Zimbrului fault, northwards, have generally similar features. These rocks have a fine-crystallized background formed of equigranular quartz and orthose; as phenocrysts there always occur: oligoclase, 18—30% An, usually twinned and rarely zoned crystals, orthose ($2V_z = 41—60^\circ$) with Karlsbad, Manebach and Baveno twins, and very frequent corroded crystals of quartz. Biotite lamellar crystals, sometimes grouped and mostly chloritized, are also found.

The *monzogranitic rocks* characterize most of the Budureasa banatitic body. The nonhomogeneous aspect of these rocks results from the variation of the amount and sizes of the plagioclase phenocrysts, as well as from the presence of enclaves. The main minerals occurring as phenocrysts are, as follows: plagioclase (25—39% An), quartz, often corroded or intergrown with orthose; biotite and common hornblende occur as ferromagnesian minerals. All the main minerals have small sizes varying between 1—4 mm, a result of the magma consolidation at a shallow depth, under hypabyssal conditions. The rocks contain small pyrite crystals disseminated and nests of epidote, pennine, illite or zeolites. The marginal facies presents holocrystalline-porphyrific textures with microgranitic groundmass or transitions to granophyric or micrographic microtextures. Some of these textures are in fact pseudo-micrographic; they simulate the graphic intergrowths, but result by the substitution of quartz by alkali feldspar.

The granite rocks contain various enclaves highly cornified. As in case of diorite rocks, there occur also aluminous minerals specific to the thermal metamorphism of high temperature and low pressure, such as: sillimanite, corundum, cordierite, etc. The microdioritic and microgranodioritic homogeneous enclaves are also interesting; they occur as blocks cemented with granitic material and are more abundant in the peripheral parts. They prove the emplacement by repeated pulsations from more basic to more acid magma.



The existence of some dykes of microgranite rhyolites (Fig. 20) intruding the monzogranite or diorite rocks after their cooling indicate that the magmatic phenomena continued after the emplacement of these differentiated products.

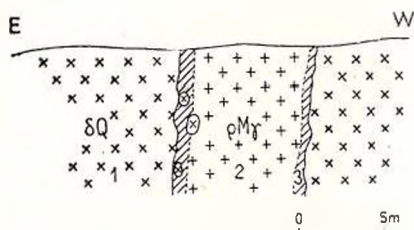


Fig. 20. — Microgranite rhyolite dyke (third cycle) intruding the quartz diorite (second cycle) on the Zăpozii Valley. 1, quartz diorite; 2, microgranite rhyolite; 3, violaceous, banded marginal facies with crushed crystals.

b) Chemical Features

The granite rocks have been analysed in order to determine the major and trace elements contents. The data given in Table 23 show the chemical composition of a microgranite porphyry from the north of the region and of

TABLE 23

Chemical Composition of Granitic Rocks

Sample number	73	864	1158	1092	1079
	Sălătruc Brook	Dealul Mare	Ilie Hill	Valea Roșie	Plaiului Hill
Oxides, %					
SiO ₂	72.65	72.05	70.40	70.26	67.34
Al ₂ O ₃	14.37	13.49	14.55	12.64	15.13
Fe ₂ O ₃	1.52	1.63	1.62	1.29	1.37
FeO	1.14	0.73	1.45	1.90	1.35
MnO	0.09	0.01	0.11	0.02	0.01
MgO	0.35	0.50	—	1.00	1.80
CaO	1.05	1.55	1.26	3.08	2.70
Na ₂ O	3.45	4.02	4.18	3.48	3.86
K ₂ O	3.83	3.95	3.51	3.63	3.25
TiO ₂	0.39	0.36	0.47	0.36	0.48
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.11	0.10	0.14
S ²⁻	0.06	0.02	—	0.06	—
CO ₂	—	0.12	0.02	0.89	1.07
H ₂ O ⁺	0.68	0.01	2.06	1.11	1.25
Total	99.07	99.55	99.66	99.77	99.85

four monzogranites from the eastern border of the Budureasa banatitic laccolith.

Two of the samples have been analysed spectrally with a view to determining the contents of the trace elements (Tab. 24). One can notice the

higher Li contents as compared to those from the Săvârșin banatitic massif (Savv et al., 1967). The other elements have comparable contents.

The petrographic type has been determined using the data of the chemical analyses for the calculation of Rittmann norm and the QAP values (Tab. 25).

TABLE 24

Trace Elements (ppm) — Granitic Rocks

	Ba	Pb	Sr	Zr	Sn	Cu	Co	Ni	Li	Sc	V	G	Ga
Valea Roșie	570	28	180	220	3.5	9	—	4	43	8	13	2	23
Plaiului Hill	700	10	270	170	16	7.5	—	3	85	7	13	2	20

The analysed rocks plot in the field of the granitic rocks. The micro-granite porphyry from the Sălătrucului Brook is situated in the centre of field „3a”, of normal granites, and the other four samples occur in the centre of field „3b” of the monzogranite rocks (Fig. 7) which have approximately equal contents of quartz, orthoclase and plagioclase. Most granites from different regions of the world are also placed in the centre of field „3b” (Streckeisen, 1973).

TABLE 25

Rittmann Norm and QAP Values — Granitic Rocks

Sample number Minerals	73	864	1158	1092	1079
	Sălătruc Stream	Dealul Mare	Ilie Hill	Valea Roșie	Plaiului Hill
Q	36.0	31.18	29.89	32.97	26.22
Or	35.0	34.32	31.26	28.60	30.98
Plg	22.8	28.77	30.76	28.14	28.14
Bi	4.6	4.74	4.25	5.58	11.10
Ho	—	—	2.62	1.51	—
Mt	1.3	0.50	0.97	0.86	0.82
Ap	0.1	0.17	0.22	0.19	0.27
Cc	—	0.27	0.05	2.3	2.47
Py	—	0.04	—	0.12	—
C.I.	6.1	5.73	3.85	10.29	14.67
τ	28.0	26.31	22.06	25.58	23.48
σ	1.79	2.19	2.16	1.83	2.08
Q	38.4	33.08	32.52	36.76	30.72
A	37.3	36.40	34.01	31.88	36.30
P	24.3	30.52	33.47	31.36	32.97



4. Zerna Banded Rhyolites

The rocks with rhyolitic composition and striking banded structure, outcropping between the Zerna Valley and Cilipici, on the Drăganului Valley, have been described by Giușcă (1950) as „Zerna rhyolites”. On the left side of the Drăganului Valley we followed these rocks, from the vicinity of the Alunul village up to the Bacu Brook, the rhyolites occurring as a continuous band striking N—S on about 3 km. The main characteristic of the Zerna rhyolites is the fine, submillimetric banding, very obvious especially on the altered surfaces. The alternance of some whitish fine bands with green ones confers a certain peculiarity upon the rock, the general appearance being similar to welded tuffs. As a matter of fact, the banded structure proceeds from a process of laminar flowing at the margin of a microgranitic sub-volcanic body prior to its cooling. The bands always strike N—S or NW—SE, dipping 60—70° towards northeast so that they correspond to the space development of the neighbouring microgranites outcropping on the Drăganului Valley. The similar mineralogical composition and the transition facies from the banded rhyolite to microgranite noticed both on the Drăganului and the Zerna valleys support also this interpretation. Moreover, the chemical composition differentiates these rocks from other rhyolites of this region approaching them to microgranites.

The microscopic features of the banded rhyolites present small variations. Some bands with spherulitic structures constituted of quartz and orthoclase alternate with more granular, predominantly quartzose bands. Small oligoclase phenocrysts (0.5—2 mm, 18—26% An), frequently argillized and corroded, as well as small nests of brown biotite, muscovite and chlorite forming radiating clusters, occur in places. There are also found less banded varieties with porphyric microcrystalline texture in which plagioclase microphenocrysts are less altered, while quartz as slightly elongated crystals tends to form lenses or short bands. The coarser biotite microgranite separations are also common.

The chemical composition and Rittmann norm of the Zerna banded rhyolites are presented together in Table 26.

It is noticed that the contents of the major elements are normal for the acid rocks. We emphasize the very small content of ferromagnesian elements and the subunitary ratio of the alkali elements $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.83$.

As regards the trace elements contents, one can observe the very small values of the ferromagnesian elements.

Rittmann norm as well as the microscopic analysis show that quartz and orthoclase play an important part in the rock formation. The QAP values, plotted on Streckeisen triangle (Fig. 9) in field 2 on the Q—A side, define this rock as an alkali feldspar rhyolite.

We notice that the microgranite rocks also occur in field 2, while the Vlădeasa ignimbrite rhyolites occupy the neighbouring field, corresponding to the normal rhyolites.



TABLE 26

Major constituents, %		Trace elements (ppm)		Rittmann norm (AMS)
SiO ₂	74.56	Ba	920	Q = 35.37
Al ₂ O ₃	13.55	Pb	31	San = 52.61
Fe ₂ O ₃	1.00	Sr	68	Musc = 4.77
FeO	1.10	Zr	115	MI = 0.30
MnO	0.02	Sn	4	Cord = 5.70
MgO	0.10	Be	3	Ap = 0.30
CaO	0.83	Cu	15	Il = 0.22
Na ₂ O	3.44	Co	—	Cc = 0.73
K ₂ O	4.13	Ni	2	C.I. = 7.25
TiO ₂	0.22	Li	60	τ = 45.95
Pt ₂ O ₅	0.16	Sc	5	σ = 1.82
CO ₂	0.33	V	2	Q = 40.20
H ₂ O ⁺	0.12	Cr	1	A = 59.80
		Ga	19	P = 0.00
Apparent density = 2.574				

5. Ciripa Microgranite Rhyolites

An intrusive body with very uneven contours, outcropping on about 1.5 km² is found in the southern part of the region, towards the spring area of the Drăganului Valley, upstream the confluence with the Ciripa Brook. Gîuşcă (1950) described it as Ciripa rhyolites. Here, the rhyolitic magma penetrated the Permo-Seisian quartz sandstones and violaceous shales and the Senonian breccias, effects of the pyrometamorphic and hydrothermal metamorphism occurring in the contact zones. On the south-eastern slopes of the Ciripa Hill, the recrystallization of quartz from the sandstones led to the appearance of some pegmatoid nests with transparent quartz crystals of 1—2 cm against the background of an intensely altered rock — white quartzites, almost monominerals with some muscovite. Veinlets and nests of epidote with pyrite, chalcopyrite, oligiste and, subordinately, galena are identified in some intensely argillized and pyritized rocks, at the southern contact of the microgranite rhyolites. Concentrations of actinote, tremolite, epidote, quartz, calcite and zeolites occur at the northern contact with the Senonian breccias. The blocks of limestones within the breccias have been initially metamorphosed into skarns with grossularite, diopside and wollastonite; then, subjected to the hydrometamorphic processes, they changed into granmalite, epidote and pennine beside which calcite, quartz and zeolites occur too.

An interesting zeolite occurrence including the most calcic and calc sodic terms of this family of minerals: scolecite, chabazite, stilbite and laumontite appear nearby the confluence of the Drăganului and Ciripa valleys. Zeolites fill the jointing planes and small cavities of the ignimbrite rhyolites and cement the Senonian breccia near the contact.



Scolecite forms radial aggregates consisting of white and transparent acicular crystals 2—20 mm long, whereas chabazite shows small pseudocubic (rhomboedric) transparent crystals 1—3 mm sized, occasionally with penetration twins on (0001). Chabazite crystals are in fact polycrystalline aggregates consisting of small twinned and slightly zoned crystals joined together according to their more developed faces.

The X-ray diffraction power data of the Vlădeasa scolecite and chabazite are the following (Table 27).

TABLE 27

Scolecite				Chabazite			
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
9.30	5	2.434	5	10.16	10	1.801	25
6.61	70	2.420	5	9.69	20	1.722	20
5.85	40	2.307	5	9.31	50	1.6908	8
4.72	50	2.297	5	6.85	10	1.6653	8
4.62	40	2.266	25	5.54	30	1.6406	12
4.39	55	2.250	2	4.988	40	1.553	10
4.210	25	2.075	2	4.325	100	1.539	10
4.163	15	2.031	2	3.860	30	1.402	10
4.06	10	1.953	2	3.583	50	1.340	8
3.648	15	1.857	2	3.450	20	1.3265	10
3.315	5	1.814	10	3.175	15		
3.222	30	1.751	5	2.925	90		
3.186	15	1.719	2	2.885	50		
3.164	15	1.658	2	2.831	10		
3.078	10	1.636	2	2.683	15		
2.988	15	1.617	10	2.607	20		
2.931	40	1.492	2	2.498	30		
2.885	100	1.468	5	2.292	10		
2.585	10	1.309	2	2.083	15		
2.481	5			1.866	10		

The Cripa microgranite rhyolites are fine-crystallized and present a porphyric holocrystalline texture. These rocks are whitish with rusty spots due to the argillization — intense in places — and the weathering of the disseminated small pyrite crystals. There are frequently found small epidotized oligoclase phenocrysts (18—25% An), quartz, orthoclase-perthite and small aggregates of biotite and muscovite. The rock mass is constituted of orthose and quartz forming microgranitic textures. At the periphery of the rhyolite body, the rocks have a slight fluidal structure. The quartz crystals are corroded, plagioclases are epidotized, biotite is replaced by a pennine, epidote and titanite association, while the groundmass becomes microspherulitic-granoporphyric.



C. LATE LARAMIAN DYKES (THIRD CYCLE)

In the western part of the Vlădeasa massif there have been identified several occurrences of mega/microporphyric microgranite rhyolites as small apophyses and dykes crossing all the older sedimentary and igneous formations. They are the latest products of the banatitic magmatism. At the south-western boundary of the investigated area, several parallel thin dykes striking NW—SE are found on distances which sometimes exceed 1 km.

Beside these rocks, two dykes of basic rocks striking also NW—SE or NE—SW which penetrate the Senonian deposits as well as the ignimbrite rhyolite cover have been noticed in the Meziadului Valley basin.

Considering that the mineralogical-petrographical features are similar to those of the banatites and that they always occur associated with them, especially in the Bihor massif, both the acid and the basic dyke-rocks have to be considered late magmatic differentiated products which close the banatitic magmatic activity.

1. Mega/Microporphyric Microgranite Rhyolites

a) *Distribution, Petrography*

The microgranite rhyolites penetrate both the cutaxitic rocks and the tuff-breccias in the northern part of the region on the Strebinoasa Brook, in the Chicera Hill and the Izvorului Valley spring zone. One can notice that, on the Izvorului Valley, the rhyolite dyke of about 12 m thick presents a vitrophyric marginal facies resulted from the sudden cooling of the magma at the contact with the surrounding rocks. Crystallites (allotriomorphic crystals) of belonites, trichites and scapolites types can be recognized in the glassy groundmass of the rock with an obvious fluidal texture. The phenocrysts of 1—4 mm are represented by intensely corroded quartz, fresh oligoclase, glassy limpid sanidine and, subordinately, biotite which is slightly contorted and subparallelly disposed.

The microgranite rhyolites are also found in the western part (the Stingu-Sohodol zone) as well as on the upper course of the Dragoteanului Brook and near the confluence of the Ciripa Brook in the Drăganului Valley, southwards.

The occurrences of some parallel dykes striking N 40—50° W, with thicknesses of 2—25 m at the southern boundary of the region, between the Aleului Valley and Dealul Mare (Budureasa) are also very characteristic. It is interesting to mention that these rocks intrude the quartz-diorite body in the Zăpozii Valley while, in the Sîrca Valley-Plaiului Hill zone, such dykes cross the monzogranite rocks belonging to the second cycle of Laramian magmatites (Fig. 18).

In most occurrences, the microgranite rhyolites have a megaporphyric character due to the large sizes, sometimes exceeding 1—1.5 cm, of feldspar and quartz phenocrysts within a micro/cryptocrystalline groundmass.

The largest phenocrysts of these rocks are of orthose ($2V_z = 46—58^\circ$) including oligoclase in the central part. Biotite is the only ferromagnesian



mineral present, while magnetite, zircon and titanite occur as accessory minerals. The microgranite rhyolites always occur fresh and they do not alter the surrounding rocks.

b) Chemical Composition, Petrographical Type

The new data obtained, the chemical analyses and the trace elements content are presented in Table 28.

TABLE 28
Chemical Composition — Microgranite Rhyolites

	1007	07	1135	133	Trace elements (ppm)	
	Chicera Hill	Dealul Mare	Sirca Valley	Izvorului Valley	1135 — Sirca Valley	
SiO ₂	76.14	73.42	69.31	67.12	Ba	720
Al ₂ O ₃	11.45	13.85	14.55	15.94	Pb	24
Fe ₂ O ₃	1.68	0.81	1.42	0.32	Sr	220
FeO	0.30	0.71	1.55	1.86	Zr	90
MnO	0.03	0.06	0.02	0.08	Sn	2.5
MgO	0.40	0.25	0.50	—	Cu	11
CaO	0.21	1.05	2.10	2.10	Co	12
Na ₂ O	2.81	1.24	3.05	1.98	Ni	3.2
K ₂ O	5.77	5.78	4.58	5.97	Li	80
TiO ₂	—	—	0.43	0.30	Sc	5
P ₂ O ₅	0.01	—	0.09	—	V	12
S ²⁻	0.04	—	0.04	0.11	Cr	1.5
CO ₂	1.18	0.44	1.38	0.82	Ga	18
H ₂ O ⁺	0.72	0.69	0.94	1.15		
Total	99.85	99.80	99.55	100.04		

One can notice the large amount of silica, the reduced participation of the ferromagnesian elements and the important content of K₂O (4.58—5.97%, the highest K₂O contents in the region), which exceeds the Na₂O percentage participation. Lithium shows also a relative high content.

The participation of the constituent minerals and the *QAP* values calculated are presented in Table 29.

There results the important participation of quartz and orthose while plagioclase is absent or presents very low contents.

The *QAP* values place these rocks in field 2 corresponding to the alkaly feldspar rhyolites or to the boundary towards the normal rhyolites. The structo-textural features as well as their morphological type justify their definition as microgranite rhyolites.



TABLE 29

Rittmann Norm and QAP Values

	1007	07	1135	133
	Chicera Hill	Dealul Mare	Sirca Valley	Izvorului Valley
Q	37.4	44.6	28.78	29.0
Or	59.3	37.0	53.37	46.7
Plg	—	3.8	—	6.0
Bi	2.1	10.0	10.24	5.7
Mus	—	3.0	3.44	10.3
Mt	0.8	0.6	0.18	0.3
Cc	0.4	1.1	3.08	1.9
Ap	—	—	0.17	—
Il	—	—	0.44	0.3
C.I.	3.3	14.6	14.41	18.5
τ	88.8	88.8	26.70	46.53
σ	2.22	1.62	2.22	2.62
Q	38.7	52.2	35.03	35.5
A	61.3	43.3	64.97	57.1
P	—	4.4	—	7.3

2. Quartz-Basalts (Aphyric Quartz Mela-andesites)

a) Distribution, Petrographical Features

Nearby the western border of the Vlădeasa massif, in the hydrographic basin of the Meziadului Valley, occurrences of very fine-grained basic rocks have been found in several places between the Stingu Brook and the Bălințeș clearing, on a distance of about 3 km. These rocks penetrate the Senonian deposits and the ignimbrite rhyolites forming two dykes of 10—12 m thick, trending NW—SE and two other lenticular masses, 80—100 m sized, trending NE—SW.

The rocks have intersertal texture: elongated prismatic crystals of partially albitized and calcitized plagioclase, include in their spaces small pyroxene crystals intensely chloritized. Occasionally larger, rather fresh clinopyroxene crystals including fresh plagioclase microlites occur, too.

Plagioclase microphenocrysts with a slight normal zoning becoming more albitic to the border are also found.

Marginally, the rocks are usually altered, so that there are recognized albitized plagioclase against a chloritic background with small calcite and epidote nests and small disseminated crystals of magnetite and pyrite; thus, parageneses specific to the spilitic rocks do occur. These transformations are normal if we take into account both the very small thickness of the dykes of the marginal facies and the permeability of the surrounding Senonian gritty rocks. For the facies it is not out of question the formation in the first



stage of a palagonite glass, as a background of the rock, due to the sudden cooling and afterwards, by devitrification, the appearance of the interstitial chlorite.

b) *Chemical Composition, Petrographical Type*

In order to complete the characterization of these rocks, a chemical analysis has been carried out, the contents of the trace elements have been determined and Rittmann norm and QAP values have been calculated. These data are presented in Table 30.

TABLE 30
Chemical Composition of Quartz Basalt

Oxides	Average, %	Trace elements (ppm)		Rittmann norm	
SiO ₂	46.70	Ba	255	Q	3.8
Al ₂ O ₃	18.30	Pb	10	Or	—
Fe ₂ O ₃	5.17	Sr	360	Plg	38.17
FeO	7.35	Zr	55	Px(chl)	46.37
MnO	0.02	Sn	3.4	Mt	1.33
MgO	4.30	Cu	21	Ap	1.05
CaO	5.73	Co	20	Cc	6.97
Na ₂ O	2.88	Ni	6	IL	2.30
K ₂ O	0.61	Li	105	Py	0.04
TiO ₂	1.98	Sc	20	C.I.	58.03
P ₂ O ₅	0.49	V	80	τ	7.79
S ²⁻	0.02	Cr	1	σ	3.29
CO ₂	2.77	Ga	21	Q	9.05
H ₂ O ⁺	3.53			A	—
Total	100.05			P	90.95

One can notice that the values of the main oxides are similar to the basaltic rocks (excepting the high contents of CO₂ and H₂O⁺), while the contents of ferromagnesian trace elements are very low, unusual for the basaltic rocks. This fact could be in favour of the origin of this rock in a magma poor in ferromagnesian elements, with a composition more acid than the derivate product.

Rittmann norm illustrates quite well the real mineralogical composition and the existent proportions. The QAP values situate this rock in field 10^{*} corresponding to quartz andesites and basalts. The above-mentioned data, as well as the major and trace elements contents and the values of the colour index, do not permit for the present a more precise diagnosis; the rocks could be defined either quartz-basalts or aphyric quartz-andesites.



VI. GEOCHEMICAL FEATURES OF THE VLĂDEASA BANATITES

In his study on the Vlădeasa massif, Giușcă (1950) presented new data on the chemical features as well as considerations on the origin and evolution of the banatitic magma. More recently, Giușcă et al. (1966) gave new observations on the chemical features of the Romanian banatites, pointing out the main characteristics of the banatitic magma.

As the data on the geochemistry of the banatitic rocks from the western part of the Vlădeasa massif were missing, all the rocks have been chemically analysed.

Most samples analysed for the major elements (35) and the trace elements (20) represent the volcanic rocks as they are more widespread in this region and belong to several petrographic types: quartz basalts, andesites, dacites and rhyolites, the last ones having various facies. There have been also analysed 15 samples of intrusive rocks: quartz diorites, tonalites, granodiorites, granites, which show remarkable differences of composition.

A. CHEMICAL COMPOSITION OF THE VLĂDEASA BANATITIC ROCKS

Most data presented in Tables 31 and 32 are new (43 analyses) only 7 chemical analyses are taken over from other papers (Giușcă, 1950; Giușcă et al., 1966).

The acidity of the Vlădeasa banatitic rocks varies within wide limits. The rhyolite rocks have variable SiO_2 values, the 26 analysed samples pointing to values between 68.56—76.46%. Nevertheless, the other values vary also within limits large enough, due to the heterogeneous nature of the material and to the frequent presence of some xenoliths, often microscopic, partly assimilated in the process of the formation and evolution of the rhyolitic magma.

In case of dacites (4 analyses), the SiO_2 value varies within very narrow limits (64.96—65.62%), as well as the values of the other oxides. Somehow similar variation may be reported for andesites (3 analyses) — $\text{SiO}_2 = 59.35—60.42\%$.

The analytic values and the variation diagram of oxides obviously delimit the four families of volcanic rocks from the point of view of their acidity, even the other oxides indicate transitions. At the same time, the homogeneity of the chemism of dacites and andesites is pointed out, though the analysed samples are from different bodies situated at great distances each other.

Although the number of the chemical analyses corresponding to the intrusive rocks is smaller one can notice the existence of three groups of rocks: granite rocks values of 67.12—76.14 $\text{SiO}_2\%$, granodiorite rocks with 67.20—62.91% SiO_2 , quartz-diorite and tonalite rocks with 51.08—58.40 SiO_2 .

For the rhyolite and granite rocks, the $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio (Fig. 20) has chiefly subunitary values, the total alkalis varying between 5.50—9.50%, while for the other rocks of the Vlădeasa banatitic massif the alkaline ratio is favourable to Na_2O ; the total $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ presents smaller and smaller values towards the basic terms.



TABLE 31

Sample number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Oxides %	1015	538 ^b	4 ^a	1013	1020	897	8 ^a	9 ^a	910	11 ^a	157	598	534	930	403	881	441
SiO ₂	76.46	76.06	75.90	75.60	75.23	75.16	75.12	75.11	74.75	74.71	74.66	74.56	74.26	74.22	74.14	74.09	73.91
Al ₂ O ₃	10.38	12.47	12.59	10.21	10.89	13.47	13.25	13.98	13.69	13.07	12.17	13.55	14.66	13.80	14.10	13.85	15.11
Fe ₂ O ₃	0.97	1.07	1.54	2.61	1.87	0.76	0.27	1.93	0.70	0.37	2.80	1.00	1.01	1.91	2.00	1.22	1.06
FeO	0.95	0.46	0.80	1.35	0.30	0.68	1.10	0.68	0.91	1.07	0.71	1.10	0.11	0.45	traces	0.06	1.55
MnO	0.04	0.01	0.04	0.06	0.05	0.02	0.03	—	0.05	0.03	0.09	0.02	0.07	0.04	0.07	—	0.05
MgO	0.65	—	0.22	0.75	1.10	0.10	0.05	0.20	—	0.38	0.25	0.10	1.17	0.20	0.92	1.05	—
CaO	1.26	0.70	0.60	2.03	1.40	1.68	1.30	0.90	1.12	1.15	2.34	0.83	0.95	1.33	0.98	0.73	1.11
Na ₂ O	2.90	3.33	3.45	1.62	3.12	3.24	2.97	3.03	3.12	3.58	2.70	3.44	1.79	3.26	2.48	3.18	3.69
K ₂ O	4.72	4.50	4.50	4.30	3.86	3.75	4.53	4.11	4.18	4.62	3.25	4.13	4.69	3.51	3.86	4.92	2.19
TiO ₂	—	0.16	0.02	—	—	—	0.14	—	—	0.15	—	0.22	0.26	0.41	0.20	0.23	0.01
P ₂ O ₅	0.02	0.16	0.02	0.02	—	0.02	0.02	—	—	0.03	0.06	0.16	0.02	0.03	—	0.02	0.01
S ₂ O ₃	0.03	0.02	0.07	0.05	—	0.06	—	—	—	—	0.04	0.16	—	0.04	traces	—	0.33
CO ₂	—	0.69	—	0.27	0.22	0.30	—	—	—	—	0.26	0.33	—	—	—	—	0.34
H ₂ O ⁺	1.03	0.14	0.58	0.77	1.03	0.91	0.33	—	0.14	0.48	0.34	0.12	0.63	0.77	0.05	0.97	0.44
H ₂ O ⁻	0.24	0.10	0.21	0.16	0.66	0.11	0.20	—	0.14	0.08	0.21	0.05	—	0.10	0.04	—	0.15
Total	99.29	99.77	100.54	100.80	99.73	100.26	99.31	99.92	99.80	100.07	99.88	99.56	99.62	100.07	99.96	100.32	100.16

1 — eutaxitic rhyolite, Sălișului Peak; 2 — porphyritic rhyolite, Dumbrăvița Brook; 3 — porphyritic rhyolite, Meziadului Valley; 4 — massive facies, Lupului Valley; 5 — porphyritic facies, Calului Stream; 6 — eutaxitic rhyolite, Poienii Peak; 7 — eutaxitic rhyolite, Drăganului Valley; 8 — eutaxitic rhyolite, Caprei Peak; 9 — massive facies, Măgura Roșantului Brook; 10 — eutaxitic rhyolite, Chen-tului Stream; 11 — eutaxitic rhyolite, Iadului Valley; 12 — banded facies, Zerna rhyolite, Drăganului Valley; 13 — biotite rhyolite, Plopișului Peak; 14 — eutaxitic rhyolite, Chen-tului Stream — Sources; 15 — biotite rhyolite, Iedutului Brook; 16 — biotite rhyolite, Iedutului Brook; 17 — massive facies, Lupului Valley.

TABLE 31 (Continued)

Sample number	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Oxides %	030	169	530	940	25	1010	431 ^a	514	506	180	480	766	936	141	850	995	663
SiO ₂	73.85	73.53	73.23	73.18	72.52	71.66	70.24	69.84	68.56	65.62	65.42	65.40	64.96	60.42	59.85	59.35	46.70
Al ₂ O ₃	15.25	8.75	13.98	14.73	12.34	13.74	12.07	12.92	14.04	14.10	16.53	12.60	16.92	16.97	17.52	14.75	18.30
Fe ₂ O ₃	2.25	2.20	1.33	0.67	2.25	2.15	0.29	2.03	1.43	1.29	1.29	5.80	0.52	1.27	2.77	3.48	5.17
FeO	0.31	0.14	0.56	1.54	0.48	1.17	2.83	2.42	0.87	3.27	2.89	0.21	2.88	4.25	3.25	3.40	7.35
MnO	0.06	0.12	0.04	0.05	0.13	0.42	0.42	0.07	0.04	0.18	0.06	0.07	0.10	0.16	0.10	0.11	0.02
MgO	—	0.60	0.05	0.25	0.45	0.25	3.76	0.55	0.10	0.20	1.54	3.96	1.65	1.40	2.74	2.50	4.30
CaO	0.14	2.40	1.15	0.31	2.17	1.54	1.58	2.69	2.68	4.19	3.75	4.07	4.41	5.91	5.80	6.16	5.73
Na ₂ O	3.58	2.43	3.18	2.95	3.30	3.72	4.26	2.85	3.69	4.89	3.81	4.04	4.20	3.45	3.41	2.81	2.88
K ₂ O	2.29	6.48	4.09	3.95	4.07	4.59	3.39	3.97	2.65	3.47	2.59	1.93	2.02	0.60	2.04	1.97	0.61
TiO ₂	0.10	0.12	0.13	0.41	—	—	0.10	0.06	—	0.55	0.59	0.45	0.61	1.83	0.78	0.58	1.98
P ₂ O ₅	0.02	0.13	0.02	0.05	—	—	0.05	0.11	0.02	0.23	0.14	—	0.10	0.17	0.27	0.12	0.49
S ²⁻	0.05	0.18	0.03	—	0.05	—	0.37	0.07	0.10	—	—	traces	—	0.12	—	0.15	0.02
CO ₂	0.14	—	0.33	—	0.32	0.20	—	1.42	0.60	0.30	—	1.20	1.41	1.13	—	1.41	2.77
H ₂ O ⁺	0.70	2.00	0.43	1.06	0.35	0.67	0.16	0.69	4.96	1.45	1.12	0.07	0.70	1.63	1.25	2.41	3.53
H ₂ O ⁻	0.21	0.19	0.17	0.10	0.73	0.13	0.77	0.13	1.17	0.25	0.02	traces	—	0.25	0.27	0.25	0.28
Total	100.17	99.55	99.31	99.55	100.16	99.95	100.29	99.62	101.06	99.98	99.75	99.78	100.46	99.55	100.28	99.48	99.92

18 — porphyritic facies, Gugii Valley; 19 — porphyritic rhyolite, Lupului Valley; 20 — porphyritic facies, Singu Stream; 21 — porphyritic facies, Lupului Hill; 22 — porphyritic facies, Gugii Valley; 23 — porphyritic facies, Lupului Valley; 24 — eutaxitic rhyolite, Palatinului Brook; 25 — eutaxitic rhyolite, Sohodolului Valley; 26 — rhyolite vitrophyre Năneșele Brook; 27 — biotite hornblende dacite, Socilor Brook; 28 — biotite hornblende dacite, Leșului Brook; 29 — biotite hornblende dacite, Piatra Calului; 30 — biotite hornblende dacite, Sălătruc Hill; 31 — hornblende quartz andesite, Lupului Valley; 32 — hornblende quartz andesite, Bohodel Hill; 33 — pyroxene andesite, Plopișului Peak; 34 — quartz basalt, Bălințel Hill.

TABLE 32

Sample number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	1007	07	73	864	1135	1137	1079	133	876	617	1140	406	424	1119	13/74	430
Oxides %																
SiO ₂	76.14	73.42	72.65	72.05	69.31	69.21	67.34	67.12	62.91	62.70	58.50	58.10	58.02	54.98	54.38	51.08
Al ₂ O ₃	11.15	13.85	14.37	13.49	14.55	14.72	15.13	15.94	15.99	18.06	17.50	18.37	19.10	18.97	18.90	20.04
Fe ₂ O ₃	1.68	0.81	1.52	1.63	1.42	1.80	1.37	0.32	2.37	1.63	3.86	5.28	6.20	3.49	1.67	10.0
FeO	0.30	0.71	1.14	0.73	1.55	0.53	1.35	1.86	1.93	2.30	2.81	2.68	0.32	3.27	3.90	0.11
MnO	0.03	0.06	0.09	0.01	0.02	0.05	0.01	0.08	0.22	0.01	0.03	0.15	traces	0.17	0.18	0.10
MgO	0.40	0.25	0.35	0.50	0.50	0.90	0.80	—	3.08	1.20	2.90	3.18	4.22	4.02	3.20	5.10
CaO	0.21	1.05	1.05	1.55	2.10	2.20	2.80	2.10	4.68	2.94	4.37	4.98	5.67	6.54	6.30	8.26
Na ₂ O	2.81	1.24	3.45	4.02	3.07	3.41	3.86	1.98	3.84	4.68	3.35	3.75	3.10	3.65	5.14	3.10
K ₂ O	5.77	5.78	3.83	3.95	4.58	3.55	3.25	5.97	2.54	3.44	1.92	2.29	2.12	2.02	1.85	1.20
TiO ₂	—	—	0.39	0.36	0.43	0.39	0.48	0.30	0.66	0.99	0.88	1.01	0.12	1.22	1.32	0.75
P ₂ O ₅	0.01	—	0.07	0.09	0.09	0.29	0.14	—	0.16	0.20	0.19	0.32	—	0.46	0.84	—
S ₂	0.04	—	0.06	0.02	0.04	0.01	—	0.11	—	0.17	0.08	0.24	traces	0.23	1.18	traces
CO ₂	0.18	0.44	—	0.12	1.38	1.12	1.08	0.82	—	0.12	0.23	—	1.40	—	0.25	1.24
H ₂ O ⁺	0.62	0.69	0.68	0.01	0.94	1.41	1.25	1.15	1.88	0.43	3.07	1.88	0.08	0.47	1.30	0.04
H ₂ O ⁻	0.18	1.50	0.32	0.04	0.80	0.30	0.26	2.29	—	0.20	—	—	traces	—	—	traces
Total	99.85	99.80	99.97	99.55	97.97	99.59	99.85	100.04	100.26	100.01	99.69	100.37	100.55	99.51	99.40	100.90

1 — 8 granitic (monzogranites) rocks; 1 — Chicera Hill; 2 — Dealul Mare; 3 — Sălătrucului Brook; 4 — Plaiului Hill; 5 — Sîrca Valley; 6 — Valea Mare; 7 — Plaiului Hill; 8 — Chicera Valley; 9 — granodiorite, Iadului Valley; 10 — granodiorite, Drăganului Valley; 11 — tonalite, Stina de Vale; 12 — tonalite, Băila Peak; 13 — tonalite, Minunilor Spring; 14 — blotite hornblende quartz diorite, Cirligetele Valley; 15 — quartz diorite, Zăpozi Valley; 16 — hornblende quartz diorite, Iadului Valley.



The behaviour of oxides during the magma evolution appears more clear if they are referred to Kuno's solidification index, $S.I. = \text{MgO} \times 100 : \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 21).

The gradual increase of the part played by K_2O and SiO_2 towards the final stages of the magma evolution and the invariable character of Na_2O can be easily noticed ; the other oxides decrease with the magmatic evolution.

TABLE 33

Variation Limits of Oxides

Oxides	Quartz basalts	Andesites	Dacites	Rhyolites
SiO_2	46.70—48.08	59.35—60.42	64.96—65.62	68.56—76.46
Al_2O_3	15.85—18.30	14.75—17.53	12.70—16.92	8.75—15.25
Fe_2O_3	3.16—5.17	1.26—3.46	0.52—1.29	0.27—2.80
FeO	4.43—7.35	3.25—4.25	2.86—3.26	0.06—2.83
MgO	4.30—6.22	1.40—2.74	0.20—1.65	0.05—1.17
CaO	5.73—8.10	5.80—6.16	3.75—4.41	0.21—2.69
				1.62—4.26
Na_2O	2.88—2.96	2.81—3.45	3.81—4.89	
K_2O	0.61—0.91	0.60—2.04	2.02—3.47	2.19—6.48
TiO_2	1.29—1.95	0.58—1.83	0.55—0.61	0.0—0.41

The quantitative ratios among the main major elements are very suggestive on the *FMA* ($\text{Fe}_2\text{O} + \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) (Fig. 22) and *CNK* ($\text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}, \text{K}_2\text{O}$) ternary diagrams, according to those presented by Nockolds and Allen (1953). On the *FMA* diagram the curve of the distribution of the elements from the Vlădeasa banatitic rocks has a proper aspect which becomes more obvious if we compare it with other curves representative of similar rocks under the same tectono-magmatic conditions (Crater Lake, the Californian batholith). The curves characteristic of the Vlădeasa rocks are similar to the representative curves of the calc-alkaline rock series. Both the volcanic and the plutonic rocks have lower contents of Fe ; for this reason the curves approach to the *AM* side. Our observations indicated that in both series, volcanic-subvolcanic and plutonic rocks, the character of the banatitic magmas changes from more basic to acid composition during their evolution in time. The enrichment in alkalis during the late stages of the magma evolution, concurrently with the diminishing of the content of ferromagnesian elements occur very obviously on the *FMA* diagram (Fig. 22).

On the *CNK* diagram (Fig. 23), the Vlădeasa banatites curves begin closer to the Na pole and end in the close vicinity of the K pole corresponding to the final stage of the magma evolution. Nevertheless, this fact obviously resulted also from the comparison of the $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratio which has subunitary values only for the rhyolite rocks and especially the granite and micro-granite rocks (the values of this ratio are of 0.8—0.3).



The appartenance of the Vlădeasa rocks to the calc-alkaline association also results from the diagram $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (Fig. 24) ; the alkali-calcic Peacock index corresponds to the value 60.75% SiO_2 .

The diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (Fig. 25) is very much used in the last years for the assigning to different rock series. On the diagram defining

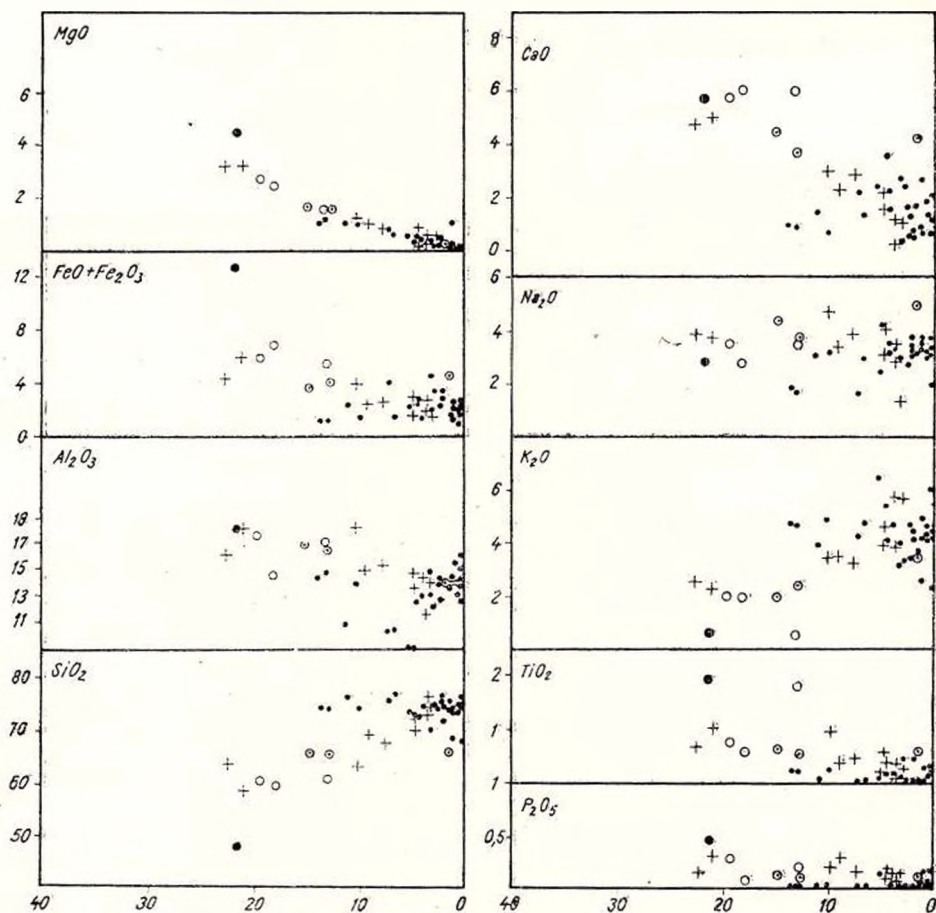


Fig. 21. — Oxide contents variation diagram versus Kuno's solidification index
 $\text{S.I.} = \text{MgO} \times 100 / \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$.

Rittmann serial index $\sigma = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / \text{SiO}_2 - 43$, the Vlădeasa banatitic rocks plot mostly between the curves 2 and 3 which outline the calc-alkaline series. Some points plot in the strong calcic domain, below the curve 2. The above-mentioned curves permit the drawing of a curve almost parallel to the curve 2, representative of the Vlădeasa rocks. On the same diagram, the thick line (G—G) represents the delimitation of the alkaline

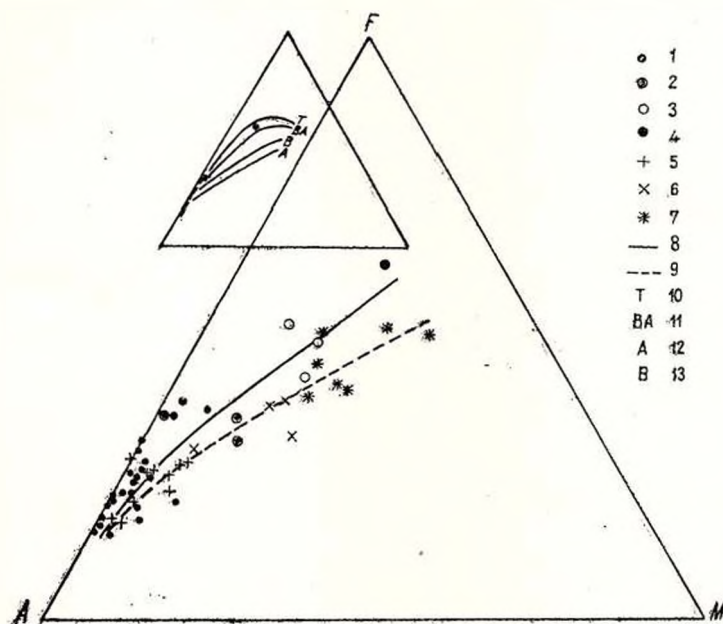


Fig. 22. — AFM diagram. The Vlădeasa rocks :
 1, rhyolite ; 2, dacite ; 3, andesite ; 4, quartz-basalt ; 5, granite ; 6, grano-
 diorite ; 7, quartz diorite and tonalite ; 8, volcanics ; 9, plutonic rocks ;
 10, tholeite series ; 11, alkaly basalt series ; 12, Crater Lake ; 13, Californian
 batholith.

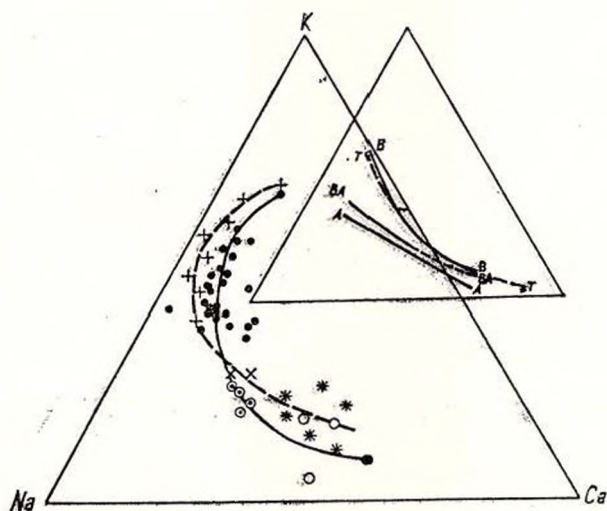


Fig. 23. — Ca, Na, K diagram

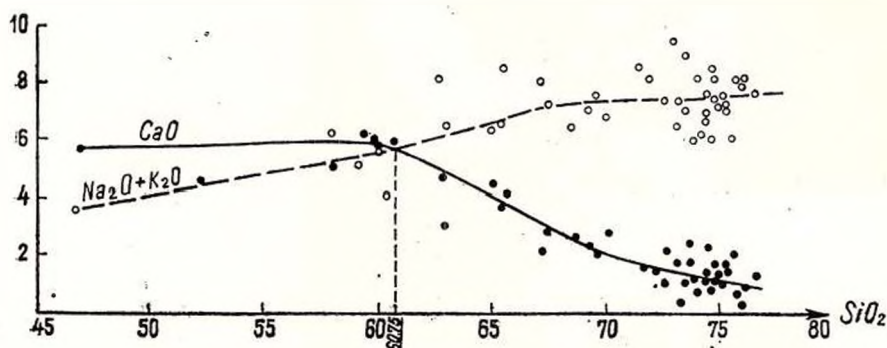


Fig. 24. — Peacock index of the Vlădeasa banatites.

series from the calc-alkaline one according to Gorshkov (1969); the other lines marked with capital letters represent series of volcanic rocks from different parts of the world, plotted by the same author. One can notice that the curve (V—V), corresponding to the Vlădeasa banatites, is almost parallel to that of the High Cascade and Lassen Peak regions; it overlies the field of the Peru and Chile andesites and rhyolites (Pichler, Zeil, 1969). There is a correlation among the rocks with similar chemical features developed under the same geotectonic conditions, i.e. the young orogene zones.

Interesting conclusions also result from the diagram SiO_2/τ (Gottini, 1970) (Fig. 26) in which $\tau = \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ and especially

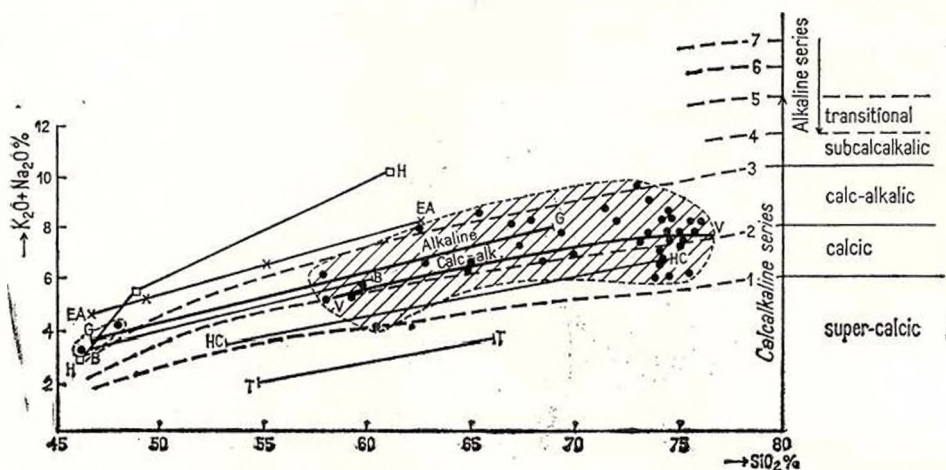


Fig. 25. — $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ diagram — Rittmann serial index.

V—V Vlădeasa rocks. G—G limit of the alkaline and calc-alkaline series (according to Gorshkov, 1969). H—H Hawaii; EA East Asia; B—B the Bogoslof Island; HC High Cascade; T—T Tonga Islands.



from the diagram $\log \tau / \log \sigma$ (Fig. 27) (Gottini-Rittmann 1970). These diagrams permit the distinction between the magmas originating in the upper mantle (alkaly, tholeiite basalts), products of the volcanoes situated in the cratonic zones and sialic, anatectic magmas formed in the orogene zones.

As shown in Figure 27, there are two maximums resulted from the drawing of some isofrequental curves which correspond to two main series

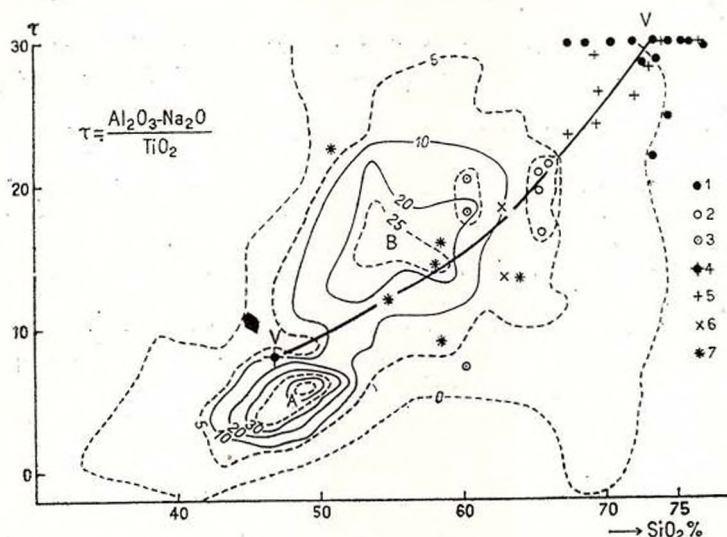
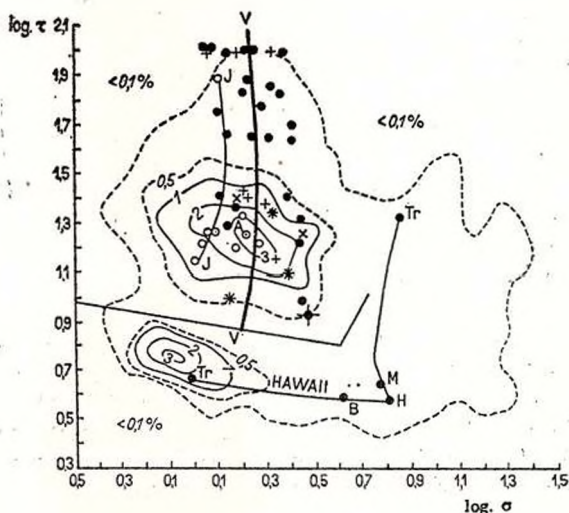


Fig. 26. — τ/SiO_2 diagram (Gottini, 1970) V—V Vlădeasa banatitic rocks. 1, rhyolite; 2, dacite; 3, andesite; 4, quartz basalt; 5, granite; 6, granodiorite; 7, quartz diorite and tonalite.

Fig. 27. — $\log \tau / \log \sigma$ diagram (Gottini-Rittmann, 1970) V—V curve of the Vlădeasa rocks almost parallel to J—J curve of the Japanese volcanics. The Vlădeasa rocks plot in the space corresponding to the orogenic domains (see legend of Figure 26).



of rocks. All the points representative for the Vlădeasa rocks occur obviously in the field B of the sialic magmas, except the point corresponding to quartz basalt which is situated at the limit of the fields A and B. The samples with the ratio $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}/\text{TiO}_2 > 30$ appear on the top of the diagram, at the value $\tau = 30$.

On the diagram $\log \tau / \log \sigma$ (Fig. 27) all the samples except one, are placed above the boundary line, in the field corresponding to the sialic magmas.

These diagrams point out once more that the banatite magma originates in the anatexis of the sialic crust, process developed in the orogene zones.

B. ABUNDANCE AND DISTRIBUTION OF TRACE ELEMENTS

With a view to completing the geochemical characterization of the main banatitic rock-types from the Vlădeasa massif, there have been determined the contents of 14 trace elements — Ba, Sr, Pb, Sn, Be, Zr, Cu, Co, Ni, Li, Sc, V, Cr, Ga — for 26 samples corresponding both to the volcanic and to the plutonic and hypabyssal rocks. Most of the determinations — 18 samples — have been carried out on the volcanic rocks as they are more widespread in this region and present great mineralogical-petrographical and structo-textural variations.

So far, published data on the distribution of the trace elements in the banatitic rocks are only those referring to the Săvîrşin massif (Savuş et al., 1967).

In order to draw some conclusions we compared these data with those on the Tertiary volcanites from Romania about which we had more information and arguments as to their genesis and with those rocks from other regions on the world i.e. occurring under similar tectono-magmatic conditions, the series of calc-alkaline rocks.

The data are listed in tables in the manner proposed by Taylor (1965, 1969). The elements are grouped according to the main geochemical factors: the size of the ionic radius, the valence of the cations and the bond-type. The order of the elements in the table is of decreasing radius, as follows: a) large cations (of K type) — Ba, Sr, Pb; b) large highly charged cations (of Zr type) — Sn, Zr; and c) the ferromagnesian elements: Cu, Co, Ni, Li, Sc, V, Cr and Ga.

Table 34 presents the contents and the averages (ppm) of the 14 elements analysed in rhyolites, dacites, andesites and basalts; the trace elements contents of the plutonic rocks — granites, granodiorites, tonalites and quartz diorites — are presented in Table 35.

— The large cations :

Barium shows an almost continuous increase towards the acid volcanic rocks, concurrently with the increase of the orthoclase and biotite content, from 255 ppm in the basic rocks to 1128 (the average of 11 samples) in the rhyolite rocks. Taking into account the emplacement sequence of the Vlădeasa volcanics from more basic to more acid rocks, Ba shows the tendency of concentration towards the late stages of the magma evolution. In



TABLE 34

Trace Element Contents in the Vlădeasa Volcanic Rocks*

Cations	Rhyolites												Dacites				Andesites		Basalts		
													Sălk-truc	Socl Brook	Leşu Brook	Ave- rage	Bo- hodel	Plo- piş	Ave- rage	Bălin- ţel	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12									
Ba ²⁺	1110	1250	1300	1500	1200	550	1700	1250	920	750	880	190	1128	340	570	550	486	570	580	575	255
Pb ²⁺	24	31	24	42	28	25	24	45	31	26	31	9.5	30	20	20	19	20	20	20	20	10
Si ⁴⁺	60	95	66	140	60	18	9	55	68	36	48	10	67	700	330	350	460	190	390	290	360
Zr ⁴⁺	120	150	140	165	150	170	290	145	115	150	120	220	155	190	170	160	173	190	180	185	230
Sn ⁴⁺	4	5	3	2.5	3	4.5	3	3	4	2.5	3	3	3.4	2	2.5	2.5	2.6	2.5	2.5	2.5	3.5
Cu ²⁺	14	12	20	11	6	10	11	6	15	17	4	17	12	15	16	23	18	10	25	17	21
Co ²⁺	—	—	—	—	2	2.5	7	—	—	2	2.5	6.5	1.8	13	9	10.5	11	6.5	13	10	20
Ni ²⁺	2	2	2	2	2.5	4	3	2	2	2	2	2	2	11	7.5	9	9	4.5	7	6	6
Li ⁺	23	43	50	55	45	65	37	32	60	43	35	640	44	105	30	55	63	32	68	50	105
Sc ³⁺	11	10	11	9	13	10	8	5	5	5	5	9	8	10	8.5	12	10	9	13	20	13
V ³⁺	2	5.5	2	7	3	10	7	5	2	7	5	4.5	5	40	32	49	40	30	50	40	80
Cr ³⁺	1	3	1	1.5	2	7	5	1	1	1	1	3	2	15	14	13	14	5	22	13.5	1
Ga ³⁺	19	20	19	15	22	21	17	17	19	17	12	12	18	20	19	19	19	19	19	19	21
Be ²⁺	2.7	3.2	3.1	3	2.8	2.6	3	2.8	3	2.4	3.7	1.9	2.8	2	2	1.6	1.9	2.4	2.2	2.3	2.3

analyses have been carried out in the laboratory of I.G.G. — analyst Irina Bratosin.

the plutonic rocks, the Ba average content is higher than in the volcanic rocks, the maximum value being of 3200 ppm in granodiorites. We point out that the Ba contents are higher in the Vlădeasa rhyolites as compared to similar rocks from New Zealand, Kamchatka and the Kurile Islands (Taylor, 1969). A good correlation with K — element with a strong lithophile character — can be noticed (Fig. 28).

TABLE 35

Trace Elements Contents in the Vlădeasa Plutonic Rocks

Cations	Granites-monzogranites			Granodiorites		Tonalites	Quartz diorites
	Dealul Mare	Sirca Valley	Ilie Hill	Drăganului Valley	Minunilor Spring	Cîrligatele Stream	Iadului Valley
Ba ²⁺	720	570	700	3200	870	1300	640
Pb ²⁺	24	28	10	14	18	20	15
Sr ²⁺	220	180	270	620	520	670	700
Zr ⁴⁺	180	220	170	740	210	780	380
Sn ⁴⁺	2.5	3.5	16	3.5	3.5	3	3.5
Cu ²⁺	11	9	7.5	16	42	27	44
Co ²⁺	—	—	—	—	21	18	20
Ni ²⁺	3	4	3	3	16	3.5	12
Li ⁺	80	43	85	50	55	65	50
Sc ³⁺	5	8	7	10	17	13	19
V ³⁺	12	14	13	17	78	46	85
Cr ³⁺	1.5	2.0	2.0	1.5	36	10	20
Ga ³⁺	18	23	20	25	22	27	25
Be ²⁺	2.5	2.6	2.6	2.0	1.9	1.5	1.4

The data of the table are presented on diagrams: content (ppm) versus — Nockolds-Allen index ($1/3 \text{ Si} + \text{K}$) — ($\text{Ca} + \text{Mg}$).

Lead has relative low contents (10—28 ppm) and does not present a systematic variation in the rocks.

Strontium shows, as expected, a gradual increase of the contents towards the basic terms in correlation with the increase of Ca contents and implicitly with calcic plagioclase (Fig. 28). The average contents vary between 67—460 ppm in the volcanic rocks and 225—630 ppm in the plutonic ones. We mention that the contents are much lower in the Vlădeasa rocks than in the Săvișin banalitic rocks (5—10 times lower in rhyolites). Generally but especially in rhyolites, the Sr contents are much lower than in other calc-alkaline rocks in the world.

— *The large highly charged cations :*

Tin contents do not show an obvious variation either in effusive rocks where the average contents are of 2.5—3.5 ppm or in the plutonic rocks with variation limits 3.0—3.5 ; it has no important geochemical significance.

Zirconium contents increase gradually in the volcanic rocks towards the basic terms, from 161 to 230 ppm, and similarly in the plutonic rocks ; it



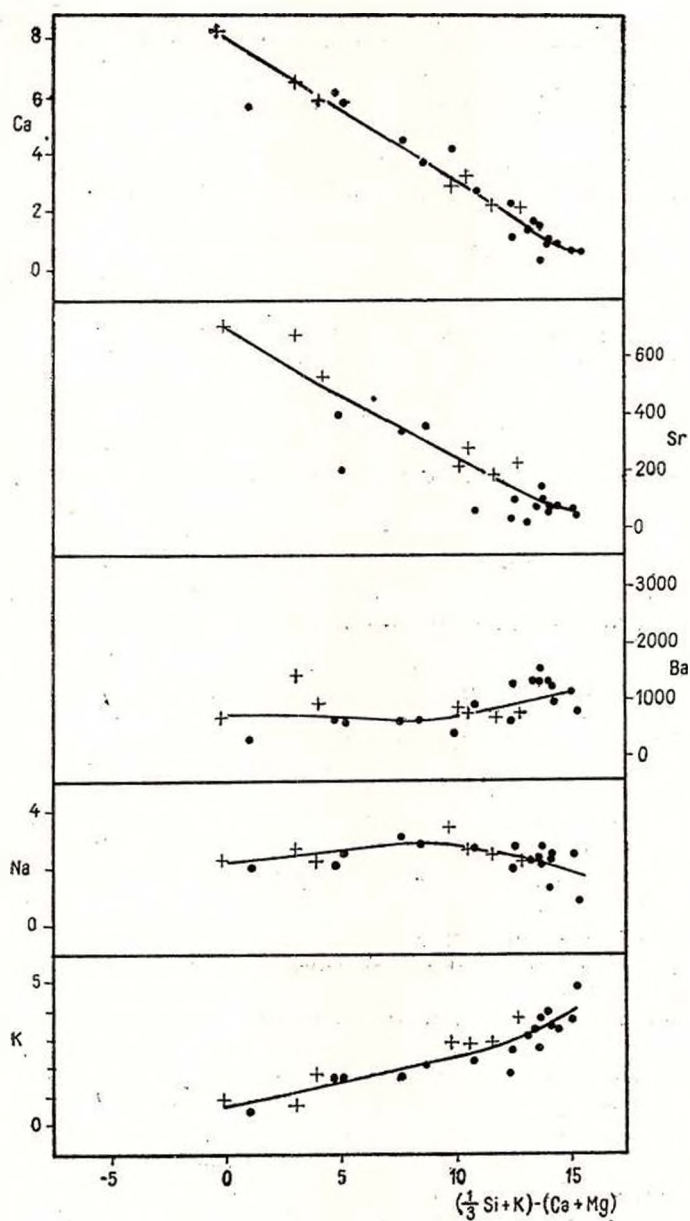


Fig. 28. — Ba and Sr contents in the Vlădeasa banatitic rocks.

tends to concentrate more in the phrtonic rocks reaching 740—780 ppm in granodiorites and quartz diorites. Moreover, such high concentrations have been also evidenced by the microscopic study, zircon being a frequent accessory mineral. Its contents are double in the Vlădeasa rocks as compared to the Săvirșin ones.

— *The ferromagnesian elements* — Sc, Cr, Li, Ni, Co, V — are very important arguments in the study of magma evolution and genesis. Normally, their distribution in rocks varies in a similar manner with the major elements — Fe and Mg (Fig. 29).

Generally, Cr, Co show a tendency of increase towards the basic rocks. In the Vlădeasa rocks, Cr, Ni, Co have very low contents. Even the quartz basalt dyke (quartz mela-andesite) from the Ilieșului Brook zone have low contents of these ferromagnesian trace elements.

The spilitized basalt from the Peșterii Valley-Meziad, within the Codru nappe, present higher contents: Co = 35; Ni = 93; Cr = 160; Cu = 73 ppm as compared to the small values of the banatitic rocks (Co = 3—11 ppm, Ni = 2—9 ppm, etc.). Moreover, the contents of these elements are similar to those given by Prinz (1967) for typical basalts. These data also correlated with the contents in other major and trace elements emphasize the different origin of these rocks and of the banatitic rocks, respectively. The spilitized basalts have to be affiliated to the Permian or Mesozoic ophiolites well developed in the Mureș geosyncline and the Codru-Moma Mts.

For the Vlădeasa effusive rocks, the Ni/Co ratio always have subunitar values between 0.6—0.8 and for the plutonic rocks of about 0.6.

Although the Co contents can be comparable, Ni in the Vlădeasa banatitic rocks presents lower values than the similar rocks from Săvirșin (Savu et al., 1967), the Gutii massif (Lang, 1975), the Metaliferi Mts and Racoș Peltz et al., 1972). The Ni contents are also lower than in the calc-alkaline volcanics in similar geotectonic regions: Japan, Kamchatka, Alaska, Lassen Peak, the Andes (Taylor, 1969; Siegers et al., 1969; Markhinin and Sapozhnikova, 1962).

The nickel contents differ very much from the average contents of the upper levels of the continental crust and of some sedimentary rocks (Wadepohl, 1968).

The lithium average contents frequently exceed 50 ppm and in the basic rocks they reach values of 105—145 ppm. The values are higher to the available data both for rocks from Romania and from other regions of the world, e.g. 35 ppm New Zealand (Taylor, White, 1966); 10 ppm. Circum-Pacific Region (Taylor, 1969); 5—6 ppm the Metaliferi Mountains, 6 ppm. Racoș (Peltz et al., 1972); 1—3 ppm Săvirșin (Savu et al., 1967). The future researches will have to attest or to invalidate whether the lithium high contents represent a peculiarity of the Vlădeasa rocks or they also occur in other banatitic masses.

It is to be mentioned that the hydrothermally altered rhyolite from the confluence of the Gugii Valley shows an entirely abnormal content of 640 ppm Li (value which was not included in the calculation of the average). Moreover, beside this unexpected high content, this sample shows lower



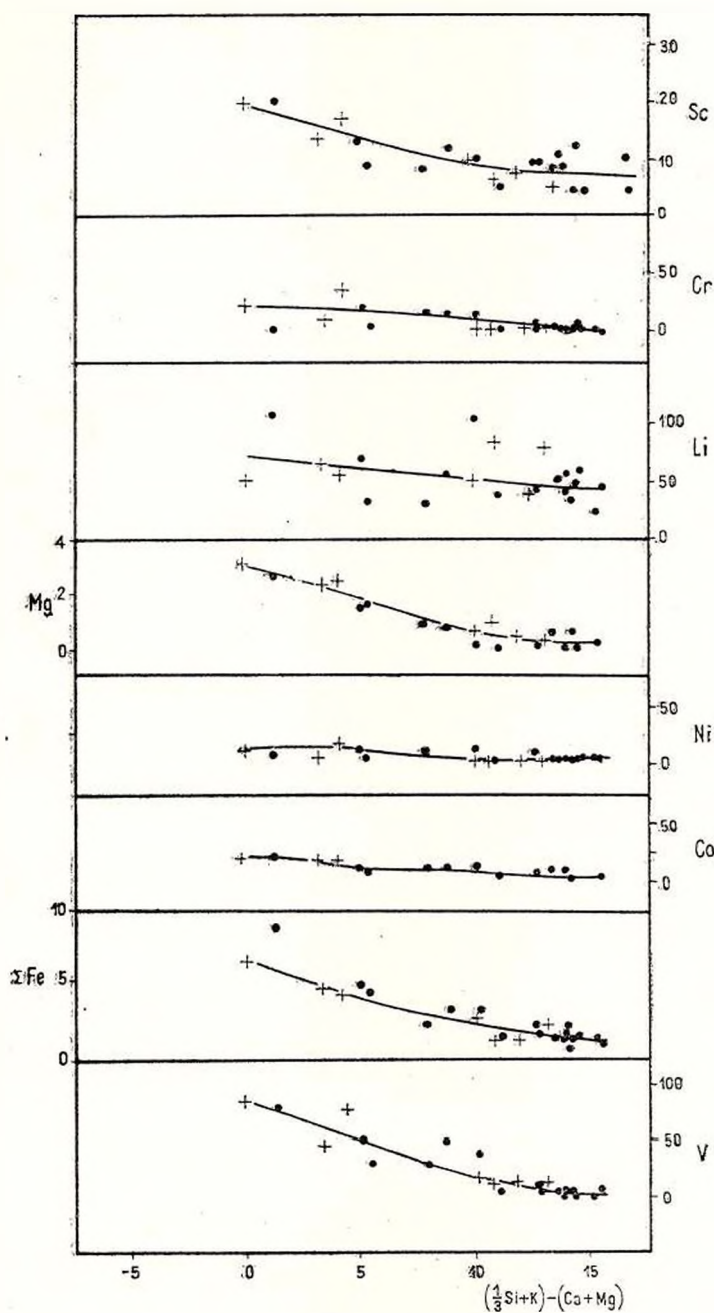


Fig. 29. — Variation of the Sc, Cr, Li, Ni, Co, V contents in the Vlădeasa banatitic rocks.

content for some elements, especially for the large cations. Thus, Ba has values of 190 ppm in comparison with 550—1700 ppm in fresh rhyolitic rocks, Sr has a content of 10 ppm as against 18—140 ppm, and $Pb = 9.5$ in contrast with the values varying between 24—45 ppm. Ga, Be, Zr also show lower, but less striking contents. These contrasting values are due to a strong levigation process of the large cations as well as to the abnormal enrichment in Li because of the high temperature hydrothermal processes more intensely developed in the respective zone.

V, Cr, and Ga distribution in the banatite rocks indicates a gradual increase towards the more basic rocks as they are typical femafile elements. Their contents in the Vlădeasa andesite and basaltic rocks are much lower than in rocks of the Circum-Pacific regions (Japan, Alaska, Lassen Peak, Kamchatka) as well as in rocks of the Metaliferi Mountains, Gutii Mountains and Racoș (Peltz et al., 1972; Lang, 1975). Unlike the Săvîrșin rocks, the Vlădeasa intrusive rocks have much lower values for V and Cr and higher values for Ga.

It is to point out that the contents of the ferromagnesian elements in the Vlădeasa rhyolites differ from the other rocks but they are quite similar to those presented for such rocks from the andine cordillera (Siegers et al., 1968), New Zealand (Taylor, 1969), Kamchatka and the Kurile Islands (Markhinin and Sapozhnikova, 1962), zones in which one considers the genesis of the rhyolitic magmas by anatectic processes. The low contents in ferromagnesian elements can be an argument for the anatectic origin of the magma and the ever lower contents towards the acid rocks show the tendency of these elements to concentrate in the basic rocks. However, the higher contents in Ba, Pb, and Li beside K in the rhyolitic-granite rocks prove the tendency of these elements with a prevalent lithophyle character to concentrate in rocks proceeding from an advanced differentiation of the original magma.

The composition similarities both as regards the trace and major elements argue the unique origin of the banatitic rocks. The differences noticed are due to the differentiation processes developed during the evolution of the banatitic magmas until their consolidation.

Dacites, andesites and their plutonic equivalents originated in the same main fraction of calc-alkaline banatitic magma consolidated under different geotectonic conditions and depth, while the rhyolites and granite rocks originated in the acid differentiates from the upper level of the large magmatic chamber.

VII. PROBABLE ORIGIN OF THE BANATITIC MAGMAS

The position of the banatites within the Carpathian tectono-structural setting and their main petrological characteristics have been specified by Codarcea (1931); Giușcă (1950); Giușcă et al., (1966) and Cioflica (1967).

Investigating the Vlădeasa eruptive massif, Giușcă (1950) points out the lithogeneous origin of the banatitic magma and the part played by the



differentiation processes in the formation of the sequence of various rocks as well as the consanguinity of the banatites.

The main geochemical features presented in the previous chapter prove the appurtenance of the Vlădeasa rocks to the calc-alkaline rock association specific to the orogenic regions from the border of the continents.

The analysis of the mineralogical-petrographical and chemical features of the Vlădeasa rocks indicates the differences between the rhyolitic rocks which constitute most of the massif and the other banatitic rocks, more basic, which occur on reduced surfaces. One can consider that the rhyolites constitute a large plate overlying the Senonian sedimentary deposits formed in a shallow basin and they cover the Mesozoic sedimentary infrastructure. The small apophyses of intrusive granodioritic and dioritic rocks, intruding the sedimentary background and the rhyolite plate indicate the existence of a large banatitic body (a batholith) at the shallow depth.

The rhyolites are characterized by a high acidity ($\text{SiO}_2 = 73.42\%$) and the small amount of phenocrysts — quartz, sanidine and oligoclase (22—32% An) being always present. The melanocrate minerals are nearly always absent (the colour index = 0.6—1%); biotite occurs in places as small contorted lamellae. The intense corrosions and breakings up of the leucocrate phenocrysts are very characteristic. The groundmass of the rhyolite rocks is felsitic or cryptocrystalline hyaline with the same acid composition (R.I. = 1.494—1.502, corresponding to 73—74% SiO_2). The lack or the weak hydrothermal phenomena related to the rhyolites as well as the absence of the hydrated primary minerals suggest an original magma quite poor in water.

The initial H_2O content of the magma was probably higher than that indicated by the analysed rhyolitic rocks (0.7—1% H_2O , the average), but it was consumed during the rising towards the surface. As only a part of water was kept in the magma, it caused the magma vesiculation and the appearance of some mineral phases characteristic of the pneumatolitic and hydrothermal conditions: adularia, illite, tourmaline, albite, chlorite, epidote, zeolites.

A general characteristic of the banatitic rock bodies is their great amount of xenoliths of rocks of various sizes and origin. Although structures of sedimentary and metamorphic rocks which are found in the bottom of the region can be sometimes recognized, other times the nature of the initial rocks is impossible to be established because of the intense metamorphism.

The arrangement of the enclaves usually at the periphery of the intrusive bodies and the frequent chemical and textural nonhomogeneities at the deeper levels accessible by erosion or towards the central part of the bodies suggest the melting and the complete assimilation of the enclaved rocks. Centimetric or microscopic highly cornified enclaves constituted of sillimanite-sanidine-plagioclase-corundum-spinel — an association pointing to a very intense degree of metamorphism of high temperature and low pressures when the anatexis processes are released — lead also to the above-mentioned conclusion. Parageneses with sillimanite and K-feldspar resulted from the substitution of the muscovite-quartz association, which becomes unstable



under the new conditions of intense metamorphism, have been frequently found; kyanite, jadeite or almandine associations, indicating a high pressure metamorphism, have been never identified.

The thermo-baric conditions of formation of the rhyolitic and granitic acid magmas have been estimated by numerous authors, especially after experimental investigations, as very close or identical to the beginning of the partial melting, that is the anatexis — 4-10 kb and about 700°C (Boettcher and Wyllie, 1968; Piwinskii and Wyllie, 1968; Winkler, 1970; Fyfe, 1970; Merrill et al., 1970; Keller, 1970; Mohnert et al., 1973). Savu et al. (1966), using the method of the two feldspars thermometer proposed by Barth (1962), estimated a temperature of about 700°C for the Săvirșin banatitic granites.

Khitarov et al. (1969), Petrov (1972) point out the important part of the water and estimate the formation condition of the granitic magma at about 600—650°C and 4-6 kb, therefore at depths of 12—20 km in the crust. These authors show that at deeper levels the part played by water is qualitatively changed, the melting temperature of the silicates in the presence of water increasing concurrently with the increase of the pressure. Winkler (1970) shows that the disappearance of the muscovite-quartz association and the appearance of K-feldspar + Al_2SiO_5 association constitute a petrographic criterion of recognizing the conditions of intense metamorphism and the approach to the conditions of anatexis. The thermo-baric conditions of equilibrium — muscovite + quartz = K-feldspar + Al_2SiO_5 — have been estimated in this way: 1 kb $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — $t = 580^\circ\text{C}$; 2 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 620^\circ\text{C}$; 3 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 650^\circ\text{C}$; 4 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 680^\circ\text{C}$; 5 kb $P_{\text{H}_2\text{O}} = 725^\circ\text{C}$. The last value represents the maximum temperature at which muscovite can be stable in the presence of quartz. Figure 30 (according to Winkler, 1970) shows that at 5 kb $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and 750°C, the equilibrium curve M + Q/K Feld. + Al_2SiO_5 + H_2O intersects the „Maxi“ curve representing the temperature and $P_{\text{H}_2\text{O}}$ of the eutectic melting (Q + K Feld.), that is the beginning of the gneiss anatexis. Under such circumstances, the muscovite disappears, supplying the melting with feldspathic components which together with the other components — quartz, albite and some anorthite — constitutes the anatectic melt. In Figure 30 one can notice that at a constant P , the lower the temperature at which the anatexis begins, the more acid (albitic) the plagioclase is. The „Mini“ and „AnO“ curves are valid when the plagioclase from the gneiss is pure albite. The solid curve represents the beginning of the paragneisses melting in the presence of K_2O as, in this case, plagioclase is oligoclase 26% An. This curve is intersected by the curve of upper stability of muscovite + quartz in a point corresponding to 4 kb and 670—680°C which is very often the maximum limit of muscovite stability in the presence of quartz.

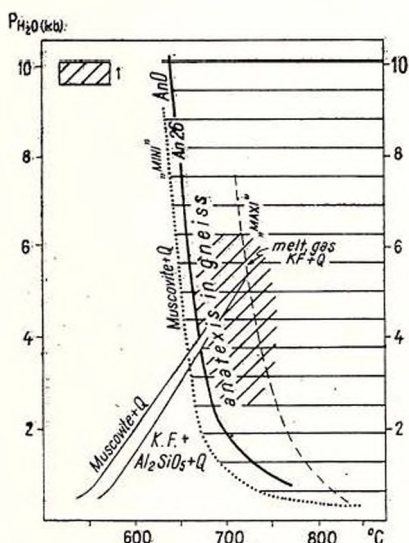
Experimentally one proves that the beginning of the melting in gneisses, granulites and feldspathic quartzites start at the contact of the three mineral phases (quartz crystals with the two feldspars) as a film. The process gets on more quickly when the mineral is more fine-crystallized, has more discontinuities and contains more water (Mohnert et al., 1973).



We notice the formation of the anatectic magmas takes place in this manner only if P_{H_2O} is much higher than the lithostatic pressure; otherwise with the inversion of this ratio by the decrease of the P_{H_2O} value, eclogites and granulites do occur.

Fig. 30. — P/T diagram of the high-stage (metamorphism), according to Winkler (1970)

1, domain of the probable banatic magma formation.



Besides the experimental data there are also other arguments which prove the development of the anatectic processes in the earth's crust:

- in the continental regions where intensely metamorphosed metamorphic rocks occur, there are indications of the separation and migration of the granitic components (F y f e, 1973);

- the amphibolites, charnockites and granulites constitute the natural residue of the partial melting and they are found under the large batholiths as the seismometric data indicate (Bateman and Eaton, 1967; Wyllie, 1971);

- the partial melting explains the formation of the granulites and their very low radioactivity (F y f e, 1972);

- the thermometry data obtained on the basis of the oxygen isotopes show that the temperature of the very high metamorphism (700°C, the sillimanite zone) is very close to the temperature necessary for the anatectic processes (Epstein and Taylor, 1967).

It is admitted that subduction processes also took place in this area of the Carpathians situated at the border of the great Eurasian continental plate, as recently proved (Dewey, 1972; Szádeczky-Kardos, 1972; Miyashiro, 1973; Bleahu et al., 1973; Boccaletti et al., 1973; Rădulescu and Săndulescu, 1973; Rădulescu, 1973). The attainment of the thermo-baric conditions for the formation of the banatic

magma are connected, according to Rădulescu and Săndulescu, with the subduction of an oceanic crust beneath a continental plate.

For some regions, it was proved that the water from the oceanic crust and its sediments, from amphiboles and other hydroxile-minerals reaches, by subduction, zones of high temperature and pressure and ascends through the continental crust overlying the Benioff plane. Here, finding levels of rocks metamorphically differentiated, with a higher temperature, water caused anatectic processes and the appearance of the calc-alkaline magmas (Rittmann, 1969; Hamilton, 1969; Mc Birney, 1970; Wyllie, 1971; Boettcher, 1973).

We consider that all the banatitic rocks constituting the Vlădeasa volcano-plutonic complex, proceed from the matter of the sialic crust subjected to anatectic processes.

The mineralogical and chemical composition of the Vlădeasa rhyolite rocks correspond to the composition of some paragneisses whose incipient anatexis is achieved according to the solid curve from Figure 30. The temperature and pressure variations have been unimportant during the rhyolitic magma formation if we consider that the rock contains only the three essential minerals — quartz, orthoclase and oligoclase (20—32% An, 26% in average) and the groundmass has a similar composition. Rhyolites result from an anatectic magma formed in a first phase when the conditions of the partial melting (4—10 kb, 670—700°C) of the sialic continental material, after its pre-anatectic metamorphic differentiation, have been achieved.

Subsequently, the melted fraction separated gradually and concentrated as a higher anatectic granitic level, while the unmelted refractory fraction concentrated gravitatively, forming a level of more basic composition of the granulite or charnockite type (Belousov, 1966; Fyfe, 1970).

The granodiorite-diorite magmas could originate in melting of this more basic deeper level during a subsequent phase when higher temperatures were achieved. Piwinskii and Wyllie (1968) argued experimentally that the tonalites begin to melt at 705°C, the K-feldspar disappearing at 710°C and quartz at 735°C; 55% of the rock melts at higher temperatures of about 900°C and 2 kb. As the calcium plagioclases and hornblende, essential minerals of these rocks, remain crystalline up to this temperature, it means either that the temperature necessary for the formation of these magmas must be high enough, of about 900°C (Fyfe estimates possible temperatures of about 1000°C at the base of the continental crust), or that these magmas consist in an eutectic liquid with suspended crystals (plagioclases, hornblende/pyroxenes if water is deficient). The investigations suggest that these minerals are stable in equilibrium with the granitic liquid and that, by crystallization, they can produce granodiorites and tonalites.

The structural-textural aspects indicate that the banatitic rocks originate in an integral melt constituted of the mixture of the granitic-rhyolitic magma, a result of the incipient anatexis with the diorite-granodiorite magma of a higher temperature.

The subsequent evolution of this magma up to its emplacement and complete crystallization can explain the various structural aspects so



characteristic of the banatites: the lens-shaped or irregular accumulations of corroded crystals, the heterogeneous, banded lavas or clastolavas, as well as the „schlieren“ structures — evidence of a differentiation by fractional crystallization and accumulation of crystals.

As the banatitic magma ascends towards the surface, the contact for a long time with the Mesozoic carbonatic rocks made possible the appearance of some intense thermal and pyrometasomatic reactions; sometimes the magma dissolved and completely assimilated the surrounding limestones, alkaline rocks of the monzonite and syenodiorite type being formed. In these cases, by the dissolution of the limestones and dolomites, the magma is enriched in CaO and MgO so that the formation conditions of hornblende are surpassed and diopside-augite occur; by the consumption of the K_2O available, orthoclase with a poikilitic aspect is formed. Such alkaline rocks are found at the contact of the banatitic bodies from Budureasa and Valea Seacă-Bihor (Istrate, Alexandrina Medesăan, 1974) and from Măgureaua Văței in the Drocea Mountains (Ștefan and Istrate, 1974). Similar rocks have been also described in the Banate at Bocșa Română, Ocna de Fier, Ciclova (Codarcea, 1931; Constantinof, 1972) but they have been interpreted as accidental aspects of the differentiation process (Giușcă et al., 1966; Cioflică, 1967; Doina Russo et al., 1973).

The geochemical data on the Vlădeasa banatites indicate differences as concerns the contents of major and trace elements as against the Tertiary and Quaternary volcanics of Romania which are considered to originate in the consumption of the oceanic crust subducted beneath the continental plate (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Rădulescu, 1973). The differences pointed out are arguments supporting another magma origin for the banatites.

It is out of question that the subduction processes played an important part in the origin of the banatites as stated by Rădulescu and Săndulescu (1973); likewise, the pushings towards NE of the Pannonian-Transylvanian microcontinent could have influenced it (Szádeczky-Kárdoss, 1972), however, we consider the banatites to originate in the anatectic processes possibly released by the subduction phenomena especially due to the subcrustal heat flow (from the upper mantle).

It is to be emphasized that in the space distribution of the banatites on the territory of Romania an important part was probably played by a crustal fracture or a system of such fractures pointed out by geophysical methods, as well (Gavăț et al., 1963; Ciocîrdel et al., 1967). These fractures continue southwards, in Yugoslavia, with the Knjaževac-Pirot and Ozren-Trön fractures. They strike almost N—S and are parallel to the fracture which favoured the ascent of the recent basaltic magmas from the Călimani-Harghita chain (Rădulescu, 1969) and to the Danube-Tisa line mentioned by Szádeczky-Kárdoss (1972).

The mineralogical-chemical characteristics and the morphological types specific to the banatites can be best explained by the anatectic origin of the magmas. The matter subjected to the anatexis was highly metamorphosed crustal rocks above the subduction plane which had underwent a pre-anatctic differentiation. The complex magma differentiation after its formation



and, to a certain extent, the prolonged reactions with the surrounding rocks during its ascension towards the surface have been directly controlled by the geotectonic conditions. These conditions controlled the separation of a granitic-rhyolitic, acid fraction at the upper part of a large magmatic chamber and the formation from the residual magma of the rock sequence constituting, beside rhyolites, the Vlădeasa volcano-plutonic complex.

VIII. METALLOGENETIC OUTLOOK OF THE REGION

The western part of the Vlădeasa massif was always considered with no metallogenetic outlook; that is why no systematic investigations were carried out and there was no satisfactory map of this region.

The results of our investigations have been materialized in a detailed geological map mostly drawn up at the scale 1:10 000, by the separation and description of various types of eruptive rocks, thus contributing to the clearing up of the magmatic activity and of the structure of the eruptive massif.

The identification of the possible mineralizations constituted an important objective of the field activity. In the crystalline schists from the northern part of the region there were some lead-zinc occurrences which could be indicative for the presence of possible ore concentrations. Restricted areas of hydrothermally altered rocks with sulphide impregnations were also known in the Drăganului Valley spring area. At the eastern boundary of the Vlădeasa massif, in the Scind-Răchițele zone, there have been identified base-metal mineralization which are now investigated by drilling and mining works. At the western boundary of the eruptive massif, in the contact aureole of the Stîna de Vale banatitic body there have been identified ore-bearing skarns in several zone proposed for prospecting (Istrate, 1973).

High intensity geochemical anomalies due to some lead-zinc mineralizations as veins or impregnations in Triassic limestones and sandstones have been contoured in the zone of the Zăpozii Valley and at Ciungitura. They are situated in the area between the two Jaccoliths, from Pietroasa and west of Stîna de Vale, where the Triassic deposits, lime-dolomites and sandstones, forming their cover, are more developed. Here, the structural and lithological factors are favourable to the metalliferous accumulation at still unexplored deeper levels which must be further investigated by drillings.

In the southern part of the massif, at the contact of the Ciripa rhyolite-microgranite body with the Senonian breccias, there occur diopside, wollastonite and garnet-bearing skarns formed by metasomatoses of the limestone blocks, while the gritty-marly cement contains pyrite, galena, sphalerite and chalcopryrite. The mineralization has a hydrothermal character and occurs disseminated as veins or nests in the breccia mass, beside epidote, tremolite, actinote and calcic zeolites. The southern contact of the Ciripa rhyolite body is marked by a narrow hydrothermal aureole plenty of pyrite, quartz and clay minerals.

In the zone of the Piriuța Valley, the left tributary of the upper Iadului Valley, there has been identified a zone of intense hydro-



thermal alterations, argillizations and silicifications, with pyrite as impregnations and veins, at the contact of the rhyolites with the Permo-Triassic sandstones. Such hydrothermal alterations have been also found northward, between Măgura Beiușele and Valea de Runc, as well as at the confluence of the Gugii Valley.

From our data on this region, we reached the conclusion that the ore occurrences and the hydrothermal aureoles are always associated with the laccolith bodies and their apophyses (magmatism of the second cycle). The volcanic masses (andesites, dacites and rhyolites), although widespread in this region, generated only weak phenomena of this kind.

Taking into account that the large surface occupied by the Vlădeasa banatites (over 400 km²) is not thoroughly investigated, the fact that most of this territory is covered by a rhyolite plate concealing the infrastructure, it is necessary, during this stage, to carry out complex and detailed geological, geophysical and geochemical prospectings as well as drillings which must offer at least preliminary data on the shallow depths of this large region, as the mainly calcareous Mesozoic formations, and the intrusive bodies as generator of mineralizations, are probably well developed.

It is obvious that the next years will represent an important stage in the multilateral investigation of this region for the recovery of the mineral resources.

Acknowledgements

It is a pleasure to express my gratitude to Prof. Dan Giușcă, member of the Romanian Academy of Sciences, for my introduction to the fascinating problems of the volcano-plutonic complex of Vlădeasa and for many fruitful discussions and advice during the years of the elaboration of this paper.

Information generously provided by Prof. Grațian Cioflica and stimulating discussions with him did much to foster out interest in the petrology of the banatites and Neogene volcanics.

Appreciation is extended to my colleague Avram Ștefan for profitable discussions in the field of the Vlădeasa Massif.

Our understanding of ignimbrites problem has profited from discussions with professors A. Rittmann, G. Marinelli, Dr. S. Karapetian and Dr. G. Shirinian, to whom we express our gratitude.

I am indebted to the management of the former Institute of Geology-Geography of the Academy of Sciences and the Institute of Geology and Geophysics for financial support for field and laboratory work.

REFERENCES

- Ade-Hall I. M., Lawley E. A. (1970) An unsolved problem-opaque petrological differences between tertiary basaltic dykes and lavas. In: „Mechanism of igneous intrusions“, Newall and Rast Ed., Gallery Press. Liverpool.



- Antonescu E. (1970) Cîteva date preliminare asupra conţinutului palinologic al Triasicului inferior-Seisianului de la Bucea, munţii Pădurea Craiului. *D. S. Inst. geol.*, LVI, 87—96. Bucureşti.
- Amstutz G. C. (1974) Spilites and spilitic rocks. Springer, 482. Heidelberg.
- Barth T. F. W. (1962) The feldspar geologic thermometers. *Norsk Geol. Tid.*, 42, 2.
- Bateman P. C., Eaton J. B. (1967) Sierra Nevada batholith. *Science* 158 :1407—1417.
- Belousov V. V. (1966) O vosmojnih glubinin usloviah magmatizma. *Sov. Gheol.* 4, 8—25. Moscova.
- Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia şi tectonica Munţilor Apuseni (cu privire specială asupra cristalinelui şi mezozoicului). *Anal. rom. sov.*, 2, 29—42. Bucureşti.
- Bleahu D. M., Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Neogene Carpathian Arc: a continental arc displaying the features of an „Island arc“. *J. Geophys. Res.*, 78, 23, 5025—5032.
- Boccaletti M., Manetti P., Peltz S. (1973) Evolution of the Upper Cretaceous and Cenozoic magmatism in the Carpathian arc. Geodynamic significance. *Mem. Soc. Geol. Ital.* XII, 267—277.
- Boettcher A. L. (1973) Volcanism and orogenic belts — the origin of andesites. *Tectonophysics*, 17, 3, 233—240.
- Wyllie P. J. (1968) Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. *J. Geol.*, 76, 235.
- Borcoş M., Borcoş Elena (1962) Cercetări geologice şi petrografice în reg. Runc-Scagea-V. Ierii Sat (Munţii Apuseni). *D. s. Com. Geol.*, XLVII, 131—144. Bucureşti.
- Bordet P., Marinelli G., Mitterpergher M., Tazieff H. (1963) Contribution à l'étude volcanologique de Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées. *Soc. belge Géol. mem.*, 7.
- Boyd F. R. (1961) Welded tuffs and flows in the Rhyolite plateau of Yellowstone Park. *Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 387—624.
- Burri C., Parker R. L., Wenk E. (1967) Die optische Orientierung der Plagioklasse. Birkhäuser Verlag. Basel.
- Chayes F. (1969) The Chemical Composition of Cenozoic andesite. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep.* 16, *Bull.* 65, 1—12, Proceed. Andesite Conf. Eugen, Oregon.
- Ciocirdel R., Socolescu M., Teodorescu C. (1967) Fractures majeures de l'écorce terrestre dans le domaine Carpat-Balkanique. *Ass. Geol. Carp. Balk.* Belgrad.
- Cioflica G. (1967) Die Entwicklung des laramischen Magmatismus in Rumänien. *Acta Geol. Acad. Sci. Hungar.* 11, 1—3, 153—160. Budapest.
- Vlad Ş., Stoici S. (1971) Repartition de la minéralisation dans les skarns de Băiţa Bihorului. *Rev. Roum. Géol. Geophys. Geogr., Sér. Geol.*, 15, 1, 43—58. Bucarest.
- Vlad Ş. (1973) The Correlation of Laramian Metallogenic Events belonging to the Carpatho-Balkan Area. *Rev. Roum. Géol. Géoph. Geogr., série Géol.*, 17, 214—224. Bucureşti.
- Savu H., Borcoş M., Ştefan A., Istrate G. (1973) Alpine Volcanism and Metallogenesis in the Apuseni Mountains. *Guide to Excursion 2 Ab. Symp. „Volc. and metallogenesis“*, 1973. Bucharest.



- Vlad Ș., Iosof V., Panican A. (1974) Metamorfismul termic și metasomatic al formațiunilor paleozoice din unitatea de Arieșeni de la Băița Bihorului. *St. cerc. geol. geof. geogr., ser. geol.*, 19, 4—68. București.
- Cîmpeanu Șt., Cîmpeanu Nadia (1968) Geologia și petrografia zonei cristaline cuprinsă între valea Drăganului și valea Iadului. *D. S. Inst. geol.*, LIII/3. București.
- Codarcea A.I. (1931) Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier- Bocșa Montană (Jud. Caraș, Banat). *An. Inst. Geol. Rom.*, XV, 1—425. București.
- Csiki G. (1951) Beiträge zur Kenntnis der Siebenbürgischen Dazit. *Földt. közl.*, LXXI, 4—6. Budapest.
- Constantinof D. (1972) Considerații asupra rocilor metamorfice și eruptive din Banatul de vest (zona Fîrlug-Moldova Nouă). *St. cerc. geol.*, 17, 2. București
- Daly R. (1933) Igneous rocks and the depths of the earths. McGraw Hill. New York.
- Dewey F. J. (1972) Plate tectonics. *Sci. Amer.*, May, 56—68.
- Dictionary of Geological Terms (1962) American Geological Institute, Dolphin, Doubleday et Co. Inc. New York.
- Dimitrescu R. (1959) Notă asupra geologiei regiunii Ciucea. *D. S. Com. Geol.*, XLII, 43—48. București.
- Drovenik M., Antonijević L., Micić I. (1963) Some new views on the magmatic phases and geological structure of the Timok eruptive area. *Bull. Geol. Geophys. Res.*, A, 20, 51—78.
- Epstein S., Taylor H. P. (1967) Variation of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in minerals and rocks. In : P. H. Abelson Editor, Research in Geochemistry. J. Wiley, 29—62. New York.
- Eskola P. (1939) Die Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin.
- Fyfe W. S. (1970) Some thoughts on granitic magmas. In : G. Newall and N. Rast (Editors). Mechanism of Igneous Intrusion. Gallery Press. 200—216. Liverpool.
- (1970) The generation of batholiths. *Tectonophysics*, 17, 3, 273—283.
- Gavăț I., Airinei Șt., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Sc., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice și magnetometrice). *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, VIII, 1. București.
- Ghițulescu T. P., Borcoș M. (1966) Încadrarea funcțională a magmatismului alpin din Munții Metaliferi. *St. cerc. geol., geof. geogr. ser. geol.*, 11, 2. București.
- Giușcă D. (1950 a) Le massif éruptiv de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.*, XXVIII, 1—53 București.
- (1950 b) Contribution a la connaissance des cornéens du Bihor. *An. Com. Geol.*, XXVIII, 1—4. București.
- (1974) Petrologia rocilor endogene. Ed. tehnică, 470. București.
- Cioflica G., Savu H., (1966) Caracterizarea petrologică a provinciei banatitice. *An. Com. Geol.*, XXXV. București.
- Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șișturilor cristaline din Munții Apuseni. *St. cerc. geol. geof. geogr., ser. geol.*, 12, 1, 41—56. București.
- Istrate G., Ștefan A. (1969) Le complex volcano-plutonique de la Vlădeasa (Roumanie). *Bull. volc.*, XXXIII, 4, 1118—1127. Napoli.
- Gorshkov G. S. (1969) Geophysics and petrochemistry of andesite volcanism of the circum Pacific belts. *Int. Upper Mantle Project, Sci. Rep.* 16, *Bull.* 65, 91—99. Proceed. Andesite Conf. Eugen, Oregon.
- Gottini V. (1970) Serial character of the volcanic rocks of Pantelleria. *Bull. volc.*, XXXIII, 818—827. Napoli.



- Harker A. (1932) *Metamorphism*. Methuen, 360 p. London.
- Hauer Fr., Stache G. (1863) *Geologie Siebenbürgens*. Wien.
- Heinrich E. Wm. (1965) *Microscopic identification of minerals*. Mc Graw Hill. New York.
- Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*. Ed. Acad. 741 p. București.
- Istrate G. (1975) Reacții de colorare selectivă a feldspatilor și analiza modală expeditivă a rocilor vulcanice din Masivul Vlădeasa. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI, 115—122. București.
- (1975) Formațiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a masivului Vlădeasa. *D. S. Inst. geol. geof.*, LXI, 191—216. București.
- Preda I. (1970) Prezența rocilor spilitice în Valea Peșterii-Meziad (Munții Pădurea Craiului). *St. cerc. geol., geof., geogr., ser. geol.*, 15, 1, 107—120. București.
- Bratosin Irina (1976) Caracterile geochimice ale banatitelor din partea vestică a masivului Vlădeasa (Munții Apuseni). *D. S. Inst. geol. geof.*, LXII. București.
- Jude R., Ștefan A. (1967) Contribuții la studiul petrografic al banatitelor din partea de sud a Munților Bihor (Munții Apuseni). *D. S. Com. Stat. Geol.*, LIII/1, 77—94. București.
- Karamata S., Knezević V., Antonijević I., Djordjević M., Micić I., Divljan P., Drovenik M. (1967) Les roches magmatiques crétacées-tertiaires des Carpatho-Balkanides Yougoslaves. *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.*, 11, Budapest.
- Keller J. (1970) Origin of rhyolites by anatectic melting of granitic crustal rocks. *Bull. volc.* XXXIII, 3, 942—960. Napoli.
- Khitarov N. I., Nagapetian L. B., Lebedev E. B. (1969) Osobenosti kristalizații kislih rasplavov. *Geochimia*, 3. Moscova.
- Koch A. (1900) *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile*. Herausgegeben Ungar. Geol. Gesellschaft.
- Kürthy A. (1878) Petrographische und tektonische Verhältnisse der Trachyte der Vlădeasa und Nachbargebiete. *Jahresber. Siebenbürg. Museumsver. Neufolge* II, 2, 259.
- Korjinski D. S. (1957) Fiziko-himiceskie osnovi analiza paragenenezisov mineralov. Izd. A. N. SSSR.
- Kostov I. (1967) Raspredelenia na zeolite minerali v Zapadnato Srednogorie. *Izv. G. I. pri. BAN* 16, 61—92, Sofia.
- Köhler A. (1949) Recent results of investigations on the feldspar. *J. Geol.*, 57, 6, 592—599. Chicago.
- Kräutner Th. (1941 a) Études géologiques dans la Pădurea Craiului *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXV. București.
- (1941 b) Observations géologiques dans les Monts du Bihor. *C. R. Inst. Geol. Roum.*, XXVI. București.
- Kuno H. (1969) Andesite in time and space. *Int. Upper Mantle Project Sci. Rep.* 16, Bull. 65, Proceed. Andesite Conf. Eugene, Oregon, 13—20.
- Lang B. (1975) Mineralogy and geochemistry of the Neogene pyroxene andesites from the northern part of the Gutii Mts (Romania). *An. Inst. geol. geof.*, XLIX, 153—213. București.



- Locardi E., Mittempergher M. (1967) On the genesis of ignimbrites. How ignimbrites and other pyroclastic products originate from a flowing melt. *Bull. volc.*, XXXI, 131—152. Napoli.
- Lupu Denisa (1977) Contributions à l'étude des rudistes sénoniens des Monts Apuseni. *Mém. Inst. Géol. Géoph.*, XXIV. București.
- Markhinin E. K., Sapozhnikova A. M. (1962) Content of Ni, Co, Cr, V and Cu in volcanic rocks of Kamchatka and Kurile Islands. *Geochimia*, 427—432.
- Mateescu Șt. (1925) Observațiuni geologice și morfologice asupra depresiunii Huedinului din nord-vestul Transilvaniei. *An. Inst. Geol. Rom.*, XI, 349—390. București.
- Mc Birney R. A. (1969) Compositional variations in Cenozoic calc-alkaline suites of Central America. *Int. Upper Mantle Project, Sci. Rep.* 16, *Bull.* 65, Proceed. Andesite Conf. Eugene, Oregon. 185—189.
- Mc Call G. J. H. (1962) Kenya ignimbrites. *Nature*, 196, 4852, 365—367.
- (1965) Froth flows in Kenya. *Geol. Rdsch.* 54, 2. Stuttgart.
- Mehnert K. R., Büsch W., Schneider G. (1973) Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *N. Jb. Miner. Mh. H.* 4, 165—183. Stuttgart.
- Merril R. B., Robertson J. K., Wyllie P. J. (1970) Melting reactions in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ to 2kb compared with results for other feldspar-quartz- H_2O and rock- H_2O systems. *J. Geol.* 78, 5, 558—569. Chicago.
- Miyashiro A. (1961) Evolution of metamorphic Belts. *J. Petrol.*, 2, 277—311.
- (1972) Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. J. Sci.*, 272, 629—656.
- Middlemost E. A. K. (1972) A simple classification of Volcanic rocks. *Bull. volc.*, 36, 2, 382—397, Napoli.
- Nakovnik N. I. (1964) Vtoricinié Cvarjiti SSSR. Izd. Nedra. Moskva.
- Nobbe D. (1965) Determination of composition and structural state of plagioclase with the five-axis mineral stage. *Am. Mineral.*, 50, 367—381.
- Nockolds S. R., Allen R. (1953) The geochemistry of some igneous rock series. I. Calc-alkalic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4, 105—124. London.
- Pálffy M. (1917) Geologische Notizen über den Zusammenhang des Bihargebirges und des Királyerdő. *Jahresb. k. ung. Geol. Anst.* 1915. Budapest.
- (1962) The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. *Acta geol.*, VI, 3—4. Budapest.
- (1964) Recent problems of ignimbrite volcanism. *Földt. Közl.* Budapest.
- Patrulius D. (1956) Contribuțiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D. S. Com. Geol.*, XL. București.
- Bleahu M. (1967) Le trias des Monts Apuseni. *Geol. Sbornik*, XVIII, 2. Bratislava.
- Pauliuc S. (1958) Contribuțiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Anal. Univ., ser. șt. nat.*, 17. București.
- Peltz S., Vasiliu Cecilia, Bratosin Irina (1972) Petrologia rocilor bazaltice pliocenare din România. *An. Inst. geol.*, 39, III-1970, București.
- Peters K. (1861) Geologische und mineralogische Studien aus de süd-östlichen Ungarn, insbesondere aus der Umgebung von Rézbánya. *Sitzungber. d. k. Akad. Wiss.* I, Abt. II. Wien.



- Petrov V. P. (1972) *Magma i ghenezis. magmaticesih gornih porod.* Izd. Nedra, 134 p. Moscova.
- Pichler H., Zeil W. (1969) Andesites of the Chilean Andes. *Int. Upper Mantle Project. Sci. Rep.* 16, *Bull.* 65, *Proceed. Andesite Conf.* Eugene, Oregon. 165—174.
- Piwinskii A. J., Wyllie P. J. (1968) Experimental studies rock series : a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon, *J. Geol.*, 76, 2, 205—234. Chicago.
- Popa Elena, Dragastan O. (1973) Alge și foraminifere triasice (Anisisan-Ladinian) din estul Pădurii Craiului (Munții Apuseni). *St. cerc. geol. geof. geogr., ser. geol.*, 18, 2, 425—442. București.
- Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului). Ed. Acad. București.
- Pringle G. J., Trembath L. T., Pajavi G. E. (1973) Plagioclase feldspar determination in a non-equilibrium system. *Can. Mineral.*, 12, 87—94.
- Prinz M. (1967) Geochemistry of basaltic rocks : Trace elements in basalts ; the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Hess and Poldervaart Edit., *Interscience publ.*, 271—323.
- Rafaelc Angela (1963) Notă asupra rocilor din aureola de contact a masivelor granodioritice de la Pietroasa și Budureasa (Munții Bihor). *Asoc. geol. carp. balc. Congr. V, 1961, Com. șt. II*, București.
- Ramdohr P. (1969) The ore minerals and their intergrowths. 1174 p. Pergamon.
- Rădulescu D. P. (1969) Über die Anwesenheit einer Tiefenbrechzone entlang dem 25°30' östlichen Meridian, zwischen 42° und 47° nördlicher Breite, Rumänien. *Geol. Rundsch.*, 59, 1, 77.
- (1973) Plate tectonics in tertiary volcanic areas. An exemple : The Carpathians (paper presented at the International Symposium on Volcanology, Bucharest).
- Săndulescu M. (1973) The Plate-tectonics Concept and the Geological Structure of the Carpathians. *Tectonophysics* 16, 155—161. Amsterdam.
- Răileanu Gr., Rusu A., Moiescu V. (1964) Relațiile tectonice ale cristalinului Munților Mezeș-Ticău cu formațiunile sedimentare ale bazinului Transilvaniei. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 9, 2, 251—262. București.
- Rittmann A. (1958) Le cause della corrosione magmatica. *Bull. Acc. Giol. Sci. nat. Ser. IV*, IV, 10, Catania.
- (1963) Les volcans et leur activité. Masson et Cie, Paris.
- (1967) Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen. *Geol. Rundsch.* 57, 277—295.
- (1971) The probable origin of high alumina basalts. *Bull. volc.*, 34, 414-420. Napoli.
- (1973) Stable mineral assemblages of Igneous Rocks. Springer Verlag, Heidelberg.
- Ross C. S., Smith R. L. (1961) Ash flow tuffs. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 366.
- Rozlozsnik P. (1936) Die tektonische Stellung der Bihargebirgsgruppe (Munții Apuseni) im karpatsystem. *Math. Nat. Anz. ung. Akad. Wiss. LV*. Budapest.
- Russo Doina, Berza T., Iancu Rosette (1973) Petrologia zonei de vest a masivului banatic de la Bocșa. *D. S. Inst. geol.*, LII/1, 65—100. București.
- Rusu A. (1977) Stratigrafia depozitelor oligocene din nord-vestul Transilvaniei (regiunea Treznea-Hida-Poiana Blenchi). *An. Inst. geol. geof.*, LI. București.



- Savă H., Vasiliu Cecilia (1966) Temperatura de formare a granitului de Săvirșin (munții Drocea). *D. S. Com. Geol.*, XII/1, București.
- Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1967) Contribuții la studiul geochimic al rocilor banatitice de la Săvirșin (Munții Drocea) *D. S. Com. Geol.*, LII/2, 359—382. București.
- Udrescu Constanța (1973) Geotectonic evolution of the Mureș Zone (Apuseni Mountains) and the distribution of trace elements in its ophiolitic rocks. *Int. Symp. Volc. Assoc. Metallogenesis* (abstract). București.
- Schreyer W. (1973) Petrologie oder Petrographie? Möglichkeiten und Grenzen moderner Gesteinskunde. *Fortschr. Mineral.* 50, I—IV, 95—112. Stuttgart.
- Shaw D. (1964) Interpretation géochimique des éléments en traces. Masson et Cie. Paris.
- Sheynmann Yu. M. (1968) New data on oceanic basalts and their importance in general geology. *Int. Geol. Rev.*, 10, 5, 608—624.
- Shirinian K. G. (1963) Ignimbrites and tuffo-lavas. *Bull. volc.*, XXV. Napoli.
- (1968) Endogenetic Conditions of Areal Volcanism. *Bull. Volc.*, XXXII, 1, 283—296. Napoli.
- Siegers A., Pichler H., Zeil W. (1969) Trace element abundance in the „Andesite“ formation of Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 882—887. London.
- Smith R. L. (1960) Ash-flow. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, 6.
- Smith Y. J. (1974) Feldspar Minerals, 1, 627 p. Springer, Heidelberg.
- Slemmons D. B. (1962) Determination of volcanic and plutonic plagioclases using a three or four axis universal stage. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Special paper 6.
- Steiner A. (1960) Origin of the ignimbrites of the North Island, New Zealand. *N. Zealand Geol. Surv. Bull.*, 68.
- Stille (1956) Der geotektonische Verdegang der Karpathen. *Beiheft. Geol. H. S. Hannover*.
- Stoicovici E. (1935) Dacogranitul de pe Valea Crăciunului. *Rev. Muz. Miner. Geol. Univ. Cluj*, IV, 2. Cluj.
- Gliszczynski (1944). Die Drusenvorkommen im Granit der Valea Drăganului. *N. Jb. Min. Abbt. A*, VII.
- Trif Aurelia (1961) Contribuții la cunoașterea granitizării în reg. Muntele Mare — Munții Gilăului. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai“ Cluj, ser. geol. geogr.*, II, 1. Cluj.
- Sălăjean I. (1970) Contribuții la cunoașterea magmatismului banatitic din Munții Bihorului. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai“, ser. geol. mineral.*, 2, 3—15. Cluj.
- Streckeisen A. (1967) Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Miner Abh.*, 107, 144—240.
- Százdeczky G. (1904) Beiträge zur Geologie des Vlegyasa-Bihor-Gebirges. *Földt. közl.*, XXXIV, 115—184. Budapest.
- (1906) Über meine im Bihargebirge und in der Vlădeasa im Jahre 1906 vorgenommenen geologischen Reambulationen. *Jahresb. k. ung. geol. Anst. f. 1906*, 56—57. Budapest.
- (1915) Die geologischen Verhältnisse von Kissebes., Hodosfalva, Sebesvar, Marotlaka und Magyarokereke. *Muzeumi Füzetek*, III. Cluj.



- Szádeczky G. (1930) Asupra vârstei eruptivului de la Vlădeasa. *D. S. Inst. Geol.*, XV. București.
- Szádeczky-Kardos E. (1972) A Mediterrán típusú szubdukció és Kárpát-Pannon Dinarid Szerkezet modellye. *MTA X. Osztályának Közleményei* 5; 1—2, 113. Budapest.
- Ștefan A. (1969) Structura geologică a părții de est a masivului Vlădeasa. *St. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. geol.*, 14, 2, Ed. Acad. București.
- Taylor S. R. (1965) The application of trace elements data to problems in petrology. *Phys. Chem. Earth*. VI, 133—213.
- (1969) Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Int. Upper Mantle Project, Sci. Rep.* 16, *Bull.* 65, 43—63, *Proceed. Andesite Conf.* Eugene, Oregon.
- White A. J. R. (1966) Trace Element Abundance in Andesites. *Bull. volc.*, XXIX, 177—194. Napoli.
- Capp C. Anette, Graham A. L., Blake D. H. (1969) Trace element abundances in andesites. *Contr. Mineral. and Petrol.* 23, 1—26.
- Tilley C. E. (1924) Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire Highlands. *Geol. Soc. London. Quart. Jour.* 80, 27—71.
- Tobi A. C. (1963) Plagioclase determination with the aid of the extinction angle in sections normal to (010). *Amer. Jour. Sci.*, 261, 157—167.
- Trif Aurelia, Stoicovici E. (1966) Anatectitul și migmatitele din bazinul superior al văii Ierii. Cristalinul Gilăului. *Studia Univ. „Babeș-Bolyai” Cluj, ser. geol. geogr.* 1. Cluj.
- Tröger W. E. (1959) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil. 1, Bestimmungstabellen. Schweizerbart, 147 p., Stuttgart.
- Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică și metamorfică. Ed. Tehnică, 643 p. București.
- Uruno K. (1962) Optical study on the ordering degree of plagioclases. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 8, Ser. A, 171—220. Tokio
- Ustiyev E. K. (1970) Relation between volcanism and plutonism at different stages of the tectonomagmatic cycle. In: „Mechanism of igneous intrusion”, Newall and Rast Ed. 1—22, Gallery Press. Liverpool.
- Van Bemmelen R. W. (1963) Volcanology and ignimbrite geology of Indonesia, Northern Italy and USA. In: Problems of paleovolcanism. For. Liter. Publ. Office.
- Vincent P. (1963) Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et central (Sahara du Tchad). *Mem. BRGM* 23.
- Vinogradov V. (1962) Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth. *Geochemistry*, 7, 641—664.
- Vlodavet V. I. (1957) O proizhojdenii porod obicno nazivamih tufo-lavami i ignimbritami. *Acad. Nauk. SSSR, Tr. Lab. vulcanol.*, 14.
- (1966) On the terms „ignimbrite” and „ignimbritic deposits”. *Bull. volc.*, XXIX, 140—146. Napoli.
- Wedepohl K. A. (1969) Composition and abundance of common igneous rocks. In: „Handbook of Geochemistry” I, a. Heidelberg.
- Williams P. L. (1960) A stained slice method for rapid determination of phenocryst composition of volcanic rocks. *Am. Jour. Sci.*, 258, 148—152.



Winchell A.L., Winchell H. (1967) Elements of Optical Mineralogy, 4th ed., John Wiley, New York.

Winkler H. G. F. (1970) Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the Four Division of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks, *N. Jb. Min.*, H. 5, 189—248, Stuttgart.

Wyllie P. J. (1971) The role of water in magma generation and interpretation of diapiric uprise in the mantle, *J. Geophys. Res.*, 76, 1328—1336.

PLATE I

Fig. 1. — Idiomorphous cordierite with a rim of pinite, hercynite and corundum against a background of sanidine and plagioclase in sanidine. Sălătrucului Hill, N+, $\times 600$.

Fig. 2. — Spinel crystals (hercynite) partly chloritized. Sălătrucului Hill, N+, $\times 600$.

PLATE II

Fig. 1. — Eutaxitic rhyolites (outerop). Dragoteanului Brook. The subparallel foliation is given by lenticular microvesicular pseudofiammes.

Fig. 2. — Upper contact of eutaxitic rhyolites with Maestrichtian conglomerate breccias of the Dragoteanului Brook (outerop).

PLATE III

Fig. 1. — Igneimbrite rhyolite with eutaxitic structure (natural size), Iadolina waterfall, Iadului Valley.

Fig. 2—3. — Igneimbrite rhyolites with eutaxitic structure. Microvesicular pseudofiamme, N₁⁺, $\times 500$.

PLATE IV

Fig. 1. — Vitrocrystalloclastic welded tuff. Feldspar and quartz phenocrysts intensely corroded against a vitroclastic background. Vileei Brook, N+, $\times 75$.

Fig. 2. — Microspherulitic structures resulting from the devitrification of the welded tuff. N+, $\times 75$.

PLATE V

Fig. 1. — Microvesicular fiamme with characteristic endings in welded tuff. Vileei Brook, N+, $\times 75$.

Fig. 2—4. — Devitrified vitroclasts (shards). Vileei Brook, N+, $\times 300$.



PLATE VI

- Fig. 1. — Allanite crystal in eutaxitic rhyolite, Prelucii Peak, Stîna de Vale, N//, $\times 75$.
Fig. 2. — Resorbed xenocrysts of garnet, marginally altered into epidote and chlorite, in eutaxitic rhyolite, Custurii Peak, N//, $\times 75$.

PLATE VII

- Fig. 1. — Lens-shaped cavity with saulidine and quartz microlites in banded biotite rhyolite, Leşului Brook, N+, $\times 150$.
Fig. 2. — Tridymite pseudohexagonal crystals in the cavities of the ignimbritic rhyolites, Sălbişului Peak, N//, $\times 300$.

PLATE VIII

- Fig. 1. — Biotite hornblende tonalite, Iadului Valley, Stîna de Vale, N+, $\times 75$.
Fig. 2. — Porphyritic microdiorite, Sălbişului Brook, N+, $\times 75$.

PLATE IX

- Fig. 1. — Oligoclase enclosed in orthose: biotite granite, Drăganului Valley downstream Chenţului Brook, N+, $\times 75$.
Fig. 2. — Orthoclase and smoky quartz crystals in the miarolitic cavities in microgranites, Drăganului Valley-Bacului Brook (naturel view), $\times 2$.

PLATE X

- Fig. 1. — Microgranitic rhyolite, Dragoteanului Brook, N+, $\times 75$.
Fig. 2—3. — Quartz basalt with intersertal texture, Poiana Bălinţel, N//, $\times 75$.

PLATE XI

- Fig. 1. — Hornfels, bearing spinel (s.s.) and green biotite at the contact of the Budureasa monzogranite with Seisia sandstones, Sirca Brook, N//, $\times 200$.
Fig. 2. — Ludwigite-forsterite marble, Stîna de Arde, N//, $\times 200$.

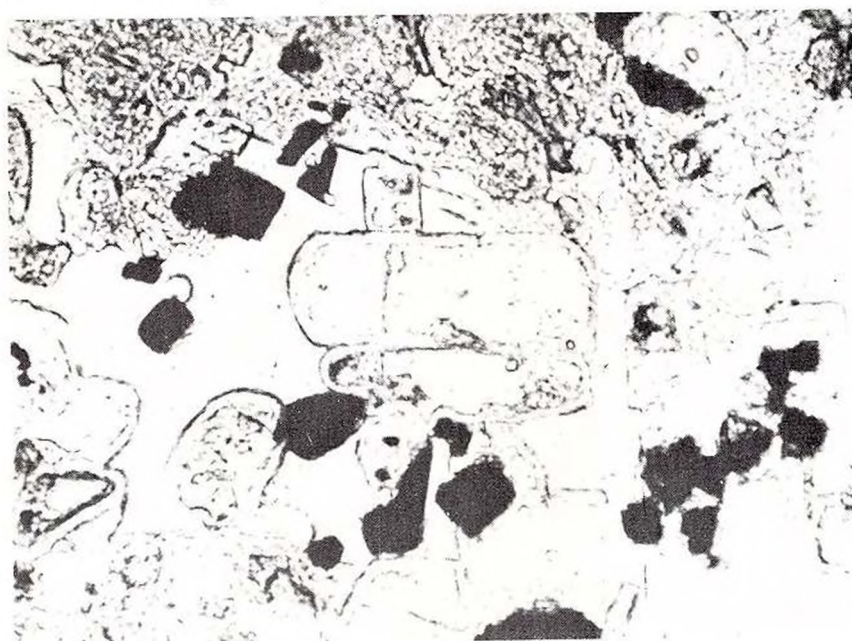
PLATE XII

- Fig. 1. — Radiated scolecite, Drăganului Valley-Giripa, (naturel view), $\times 2$.
Fig. 2. — Scolecite twinned acicular crystals against a chabazite and epidote background, Drăganului Valley-Giripa, N+, $\times 100$.

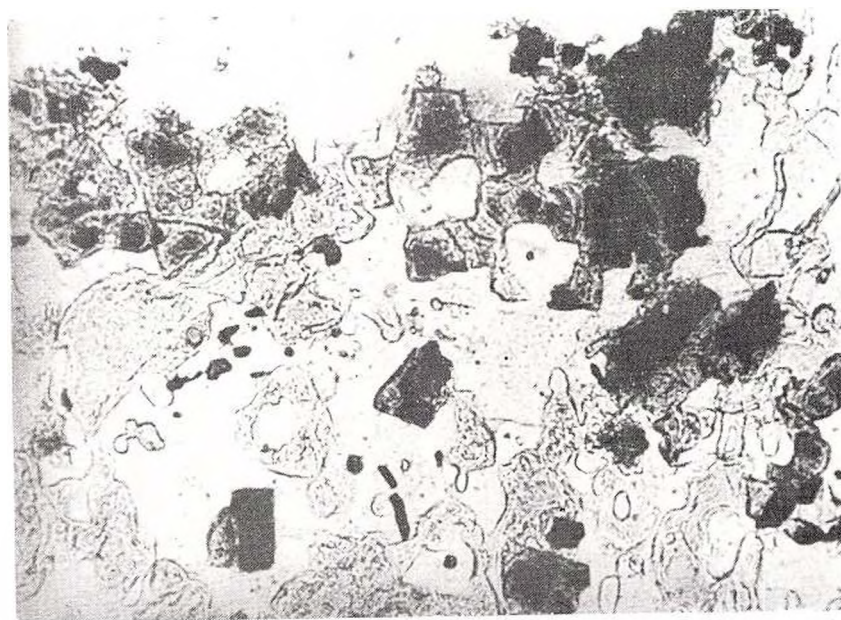
PLATE XIII

- Fig. 1. — Chabazite pseudocubic crystals, Drăganului Valley-Giripa (naturel view), $\times 2$.
Fig. 2. — Stilbite as rosettes and sheaf-like aggregates (naturel view), Ariei Brook, $\times 2$.





1



2



1

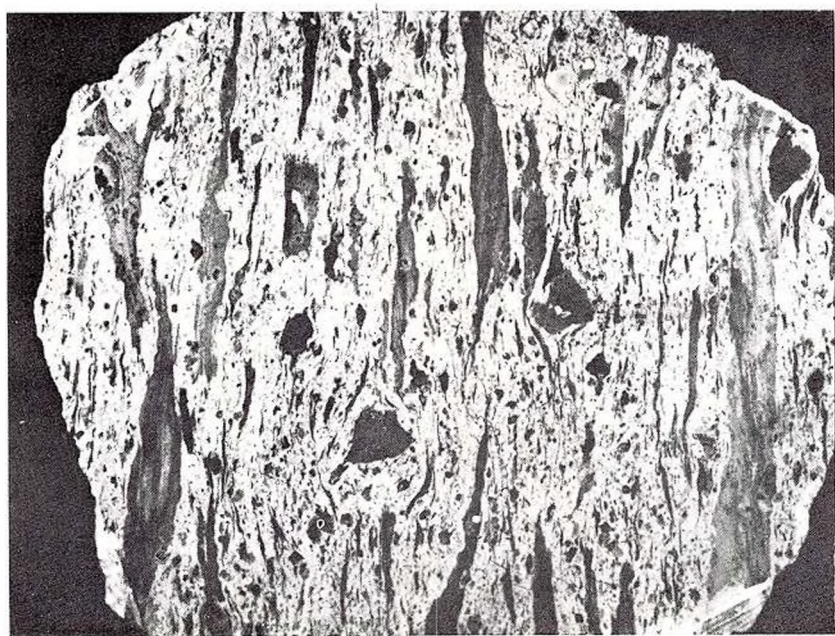


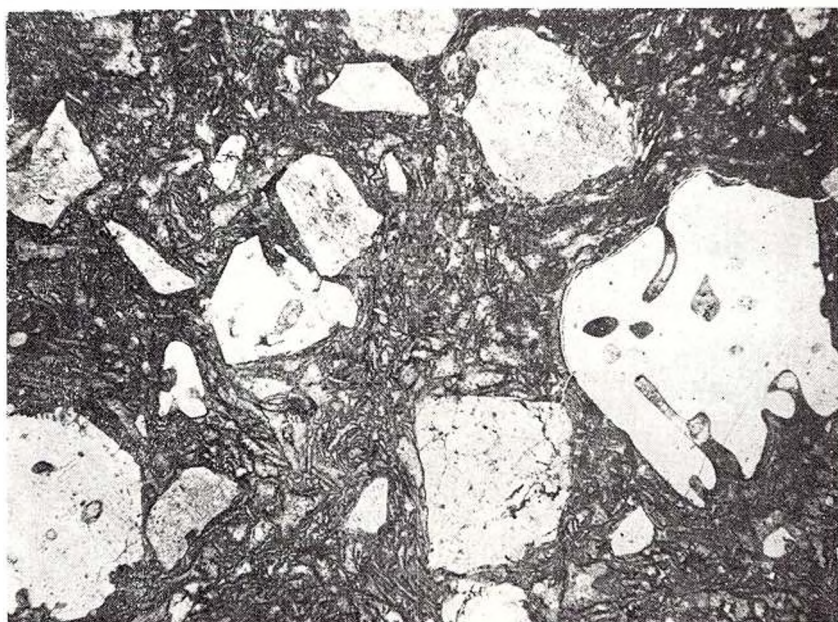
2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică vol. LIII



Institutul Geologic al României





1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică vol. LIII



Institutul Geologic al României



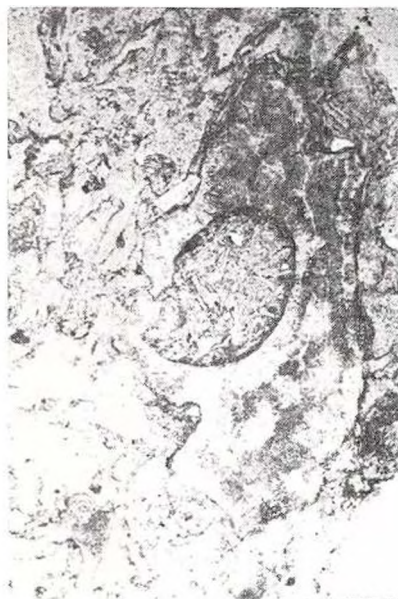
1



2



3



4



1



2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică vol. LIII





1



2



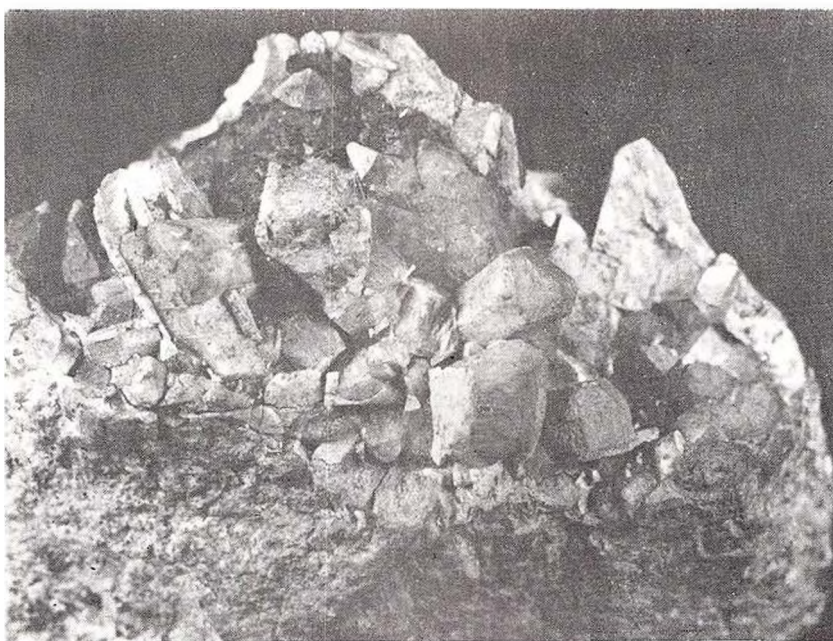
1



2



1



2



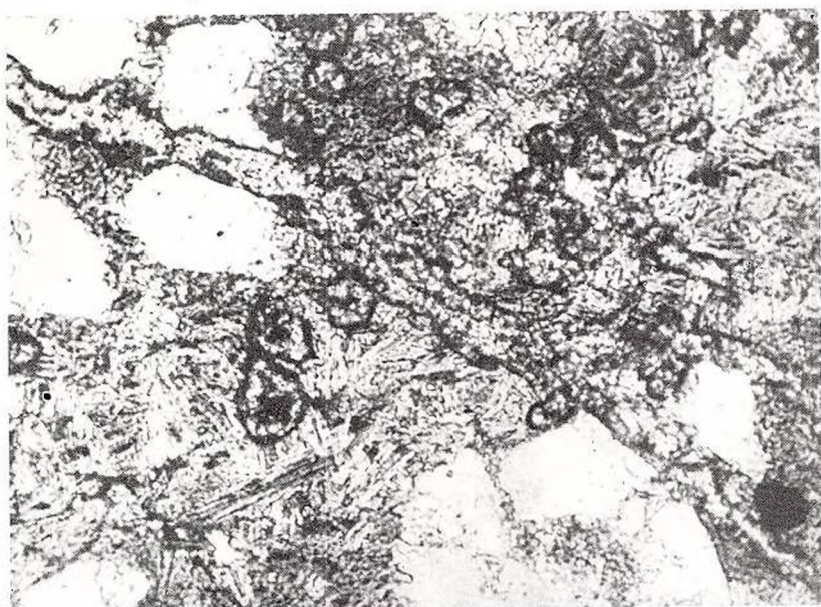
1



2



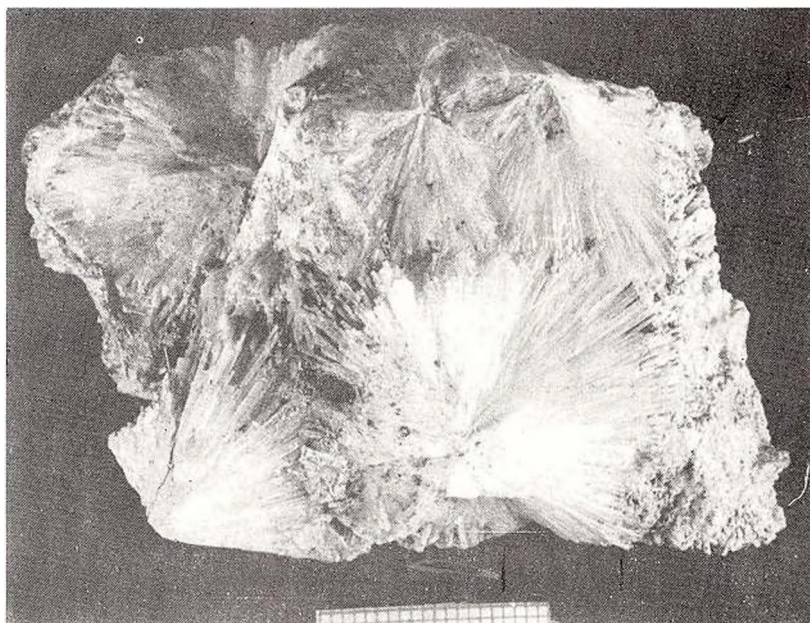
3



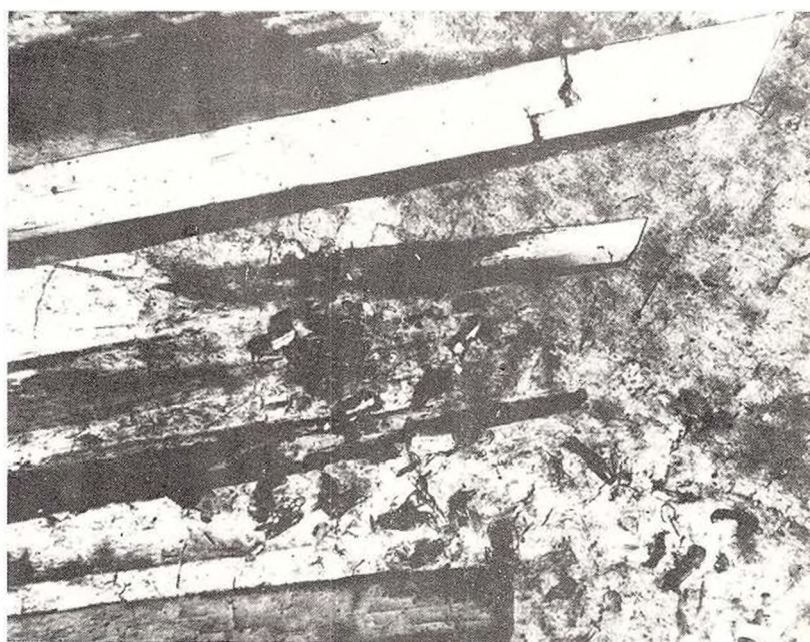
1



2



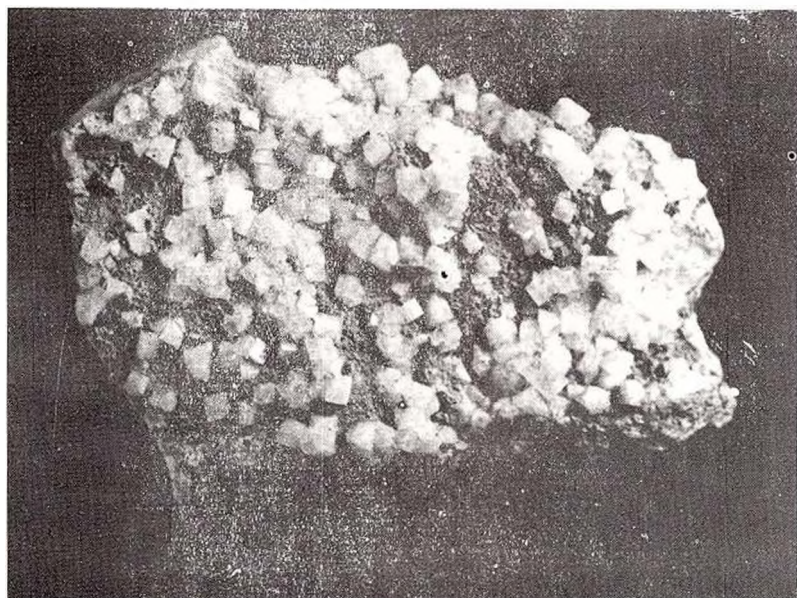
1



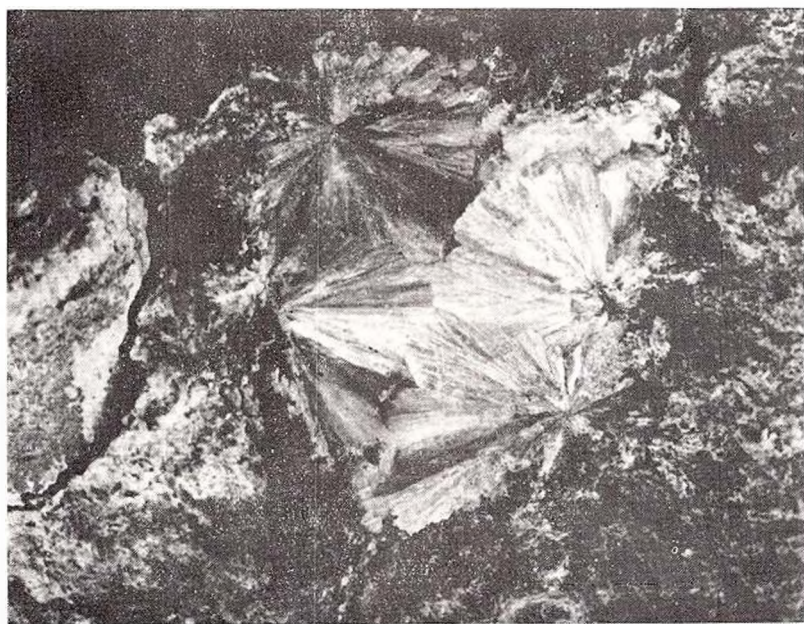
2

Anuarul Institutului de geologie și geofizică vol. LIII





1



2

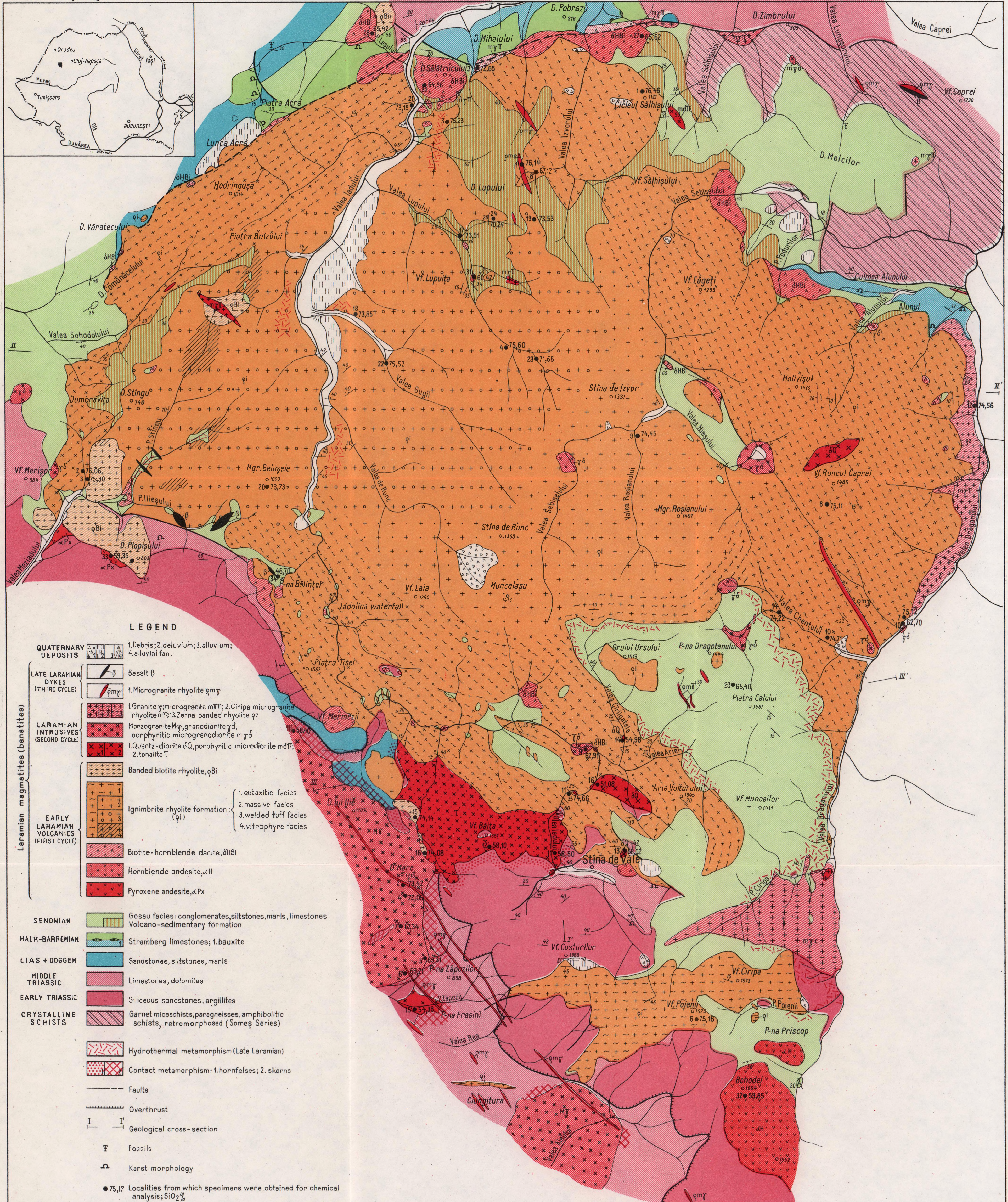
GEOLOGICAL MAP OF THE VLĂDEASA MASSIF (WESTERN PART)

G. ISTRATE

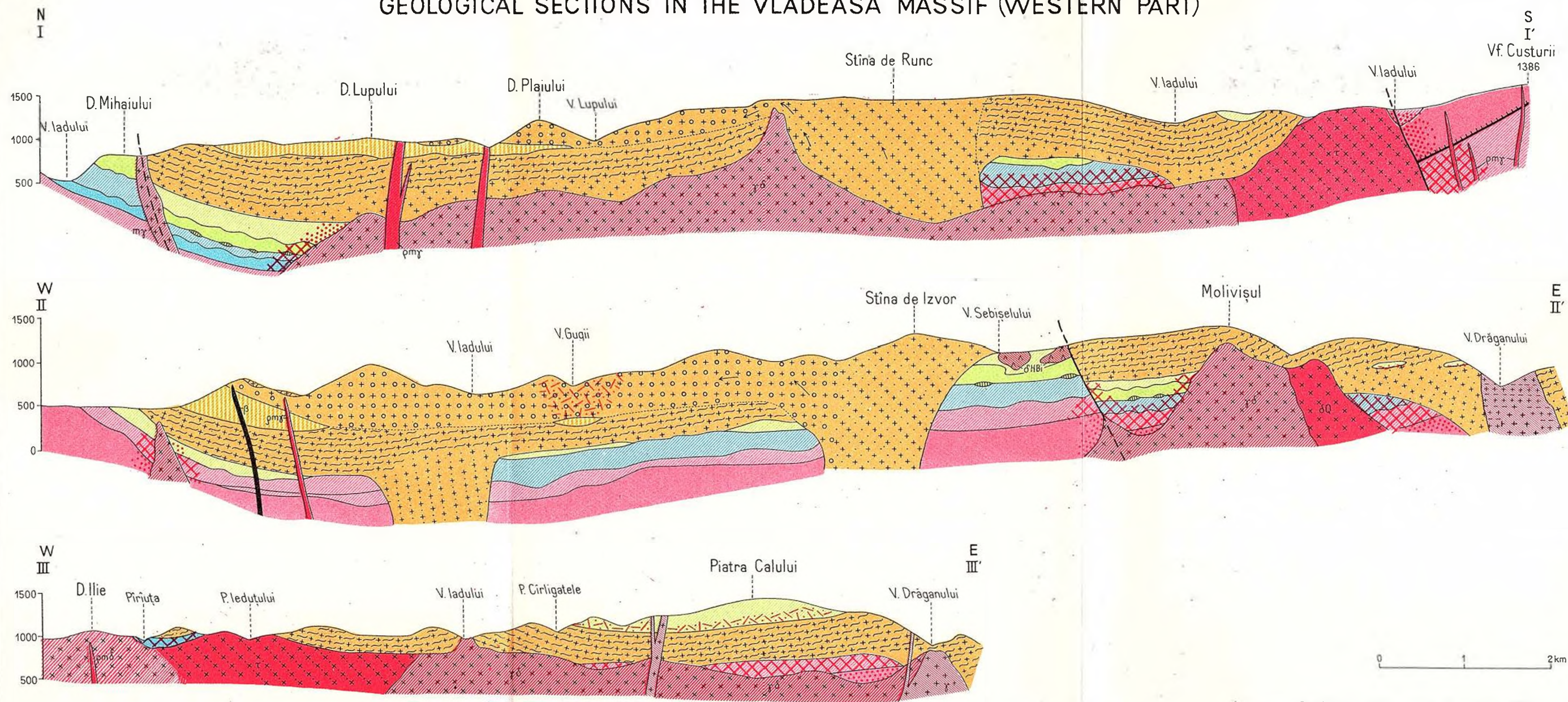
0 500 1000m

G. ISTRATE. Petrologic Study of the Vlădeasa Massif (Western Part)

PL. XIV



G. ISTRATE
GEOLOGICAL SECTIONS IN THE VLĂDEASA MASSIF (WESTERN PART)



See the legend of the geological map (plate XIV)



Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică a purtat în decursul timpului următoarele denumiri:

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) de la t. XLIII-1975.



INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT
DE
GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LIII



Institutul Geologic al României